

INSTITUT DE GEOLOGIE

DESCRIPTION GEOLOGIQUE DU FRONT DU ST. BERNARD
DANS LES VALLEES DE BAGNES ET D'ENTREMONT
(VALAIS)

MARCEL BURRI

140 figures

Lausanne, 1983

Jours de soleil
jours de pluie
jours de foehn,
ce furent, femme,
nos belles années.
Nos souvenirs éteints
il en restera quand même
ce texte neutre
qui t'est dédié.

Table des matières

INTRODUCTION

- Géographique	3
- Historique	4
- Géologique	6

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

I. ZONE DU RUITOR

- Ensemble de la Chenalette	9
- Ensemble de Bourg St. Pierre	18
- Ensemble du Mont Mort	23
- Lame gneissique de Tsousse	27
- Conclusions	30

II. ZONE DE SIVIEZ

- Zone de Siviez sensu stricto	33
- Lame gneissique du Rogneux	36
- Conclusions	40

III. COUVERTURES DE PERMO-CARBONIFERE

- Zone Houillère	41
- Zone de Mille	46
- Zone de la Ly	49
- Comparaisons	53

TECTONIQUE

- Plis postérieurs à la schistosité	58
- Plis contemporains de la schistosité	62
- Conclusions	65

HISTOIRE DU METAMORPHISME

- Couvertures de Permo-carbonifère	66
- Micaschistes du Mont Mort	69
- Gneiss de la Chenalette, Brg.St.Pierre et Siviez	75

CONCLUSIONS GENERALES

83

Bibliographie

85

Résumé

Une cartographie systématique a montré que la Zone du Ruitor se poursuit de l'Italie sur le territoire suisse, où elle forme une bande large d'environ 2 km et longue de 25 km. Vers le N, elle disparaît à la hauteur de la vallée de Bagnes. La Zone des Mischabel (Siviez) largement à l'affleurement dans le Valais central, se poursuit ici par une étroite bande de gneiss qui n'a plus que quelques dizaines de mètres sur la frontière italo-suisse.

Ces gneiss polymétamorphiques servent de socle à des assises schisteuses, quartzitiques, conglomératiques, ovarditiques attribuées au Permo-carbonifère. Elles sont disposées suivant trois Zones: la Z. Houillère en avant du Ruitor, la Z. de Mille, entre Ruitor et Siviez, et la Z. de la Ly, en arrière de Siviez.

L'inventaire des déformations et des cristallisations montre qu'une partie de la Zone du Ruitor a échappé au métamorphisme alpin: grenat, biotite, oligoclase, andalousite, sillimanite et staurotide témoignent des conditions d'un faciès amphibolitique. Le métamorphisme alpin a profondément modifié les autres gneiss où sont pourant conservés le pyroxène, la hornblende, le grenat et la biotite brune. Les minéraux typiquement alpins sont l'albite, l'amphibole bleue, l'actinote, le mica blanc et le stilpnomélane.

Ces minéraux ont cristallisé aux cours de diverses phases de plissements, alors que naissaient les schistosités dominantes. A l'exception de l'amphibole bleue, ils ont poursuivi leur croissance au cours de deux phases tardives alors que se développaient des plis déversés vers le SE accompagnés de forts clivages de crenulation.

Abstract

Systematic mapping shows that the Ruitor Zone is continuous from Italy to Switzerland, where it is some 2 km wide and 25 km long. Towards the N, it disappears in the Bagnes valley area. The Mischabel (Siviez) Zone, on the other hand, is widely developed in central Valais but is represented here by gneisses only several tens of meters thick at the Swiss-Italian frontier.

These polymetamorphic gneisses are basement to schistose, quartzitic, conglomeratic, ovarditic (chlorite-albite greenstones) lithologies considered to be of Permo-Carboniferous age. There are three zones: the "Zone Houillère" external to the Ruitor, the "Mille Zone, between the Ruitor and Siviez, and the "Ly" Zone, internal to Siviez.

A study of deformation and recrystallisation shows that part of the Ruitor Zone has largely escaped the effects of Alpine metamorphism: garnet, biotite, oligoclase, andalusite, sillimanite and staurolite all indicate amphibolitic facies metamorphism. Other gneisses are much more strongly overprinted by Alpine recrystallisation but still show relics of pyroxene, hornblende, garnet and brown biotite. Typically Alpine minerals are albite, blue amphibole, actinolite, white mica (phengite) and stilpnomelane. These minerals crystallised at different times, relative to several phases of deformation which produced the main schistosity and cleavages. With the exception of blue amphibole, they continued to grow throughout two late phases leading to the formation of folds with a SE vergence and with associated crenulation cleavages.

INTRODUCTION

A. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région décrite ci-dessous s'étend au S du Rhône, entre le Val de Bagnes et la frontière italo-suisse. Il s'agit d'une bande de terrain d'orientation presque méridienne, ne dépassant guère 5 km de large, mais qui s'étire sur plus de 25 km. Elle occupe toute la partie orientale de la feuille Orsières (no 1345) de la carte nationale suisse au 1:25'000, et mord sur les feuilles Grand St. Bernard (1365), Sembrancher (1325), Rosablanche (1326) et Chanrion (1346) (fig. 1).

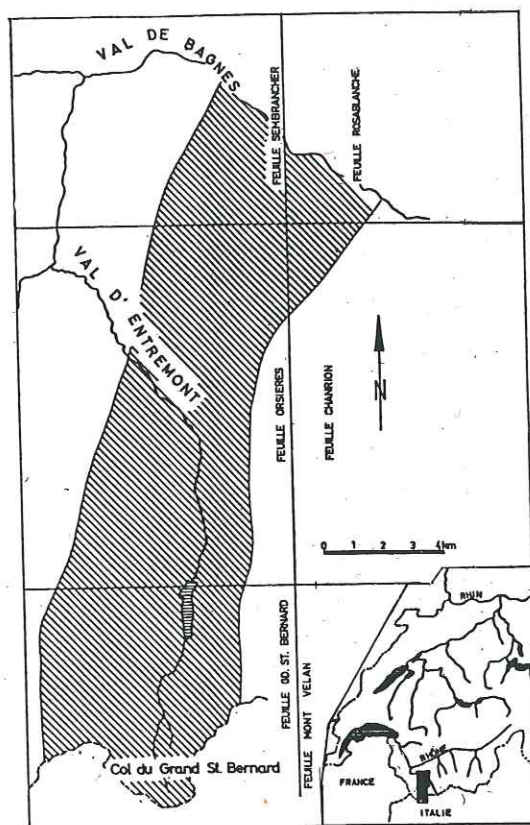


Fig. 1. Situation de la région décrite.

Cette bande de terrain ne correspond pas à une entité géographique ou morphologique précise. Dans sa partie méridionale, elle occupe les deux versants du Val d'Entremont; en rive gauche, elle en dépasse même la ligne de crête pour atteindre le fond de la Combe de l'A; en rive droite, elle ne constitue que le bas du versant qui est dominé par des sommets assez élevés, dépassant souvent 3000 m. Du Val d'Entremont à celui de Bagnes, la limite externe de cette zone est moins nette que dans la Combe de l'A, et sa limite interne ne correspond à aucun trait morphologique caractéristique.

Les deux rivières principales, les Drances d'Entremont et de Bagnes, ne reçoivent, comme affluents que de modestes torrents. Le Valsorey et le torrent de Boveire sont un peu plus importants: tous deux prennent leur source dans un glacier. La Combe de l'A, parallèle au Val d'Entremont, alimente également un assez gros torrent: elle représente un vaste bassin versant.

Le fond des vallées principales est tapissé d'un manteau morainique généralement épais, favorable à une culture intensive, actuellement en pleine régression. Elle a permis une forte occupation humaine, le développement de quelques villages et de nombreux hameaux. La zone forestière qui domine celle des cultures ne laisse que modestement affleurer la roche, mais, à partir de 2000 m, dans les alpages et au-dessus, l'affleurement n'est caché que par quelques moraines locales.

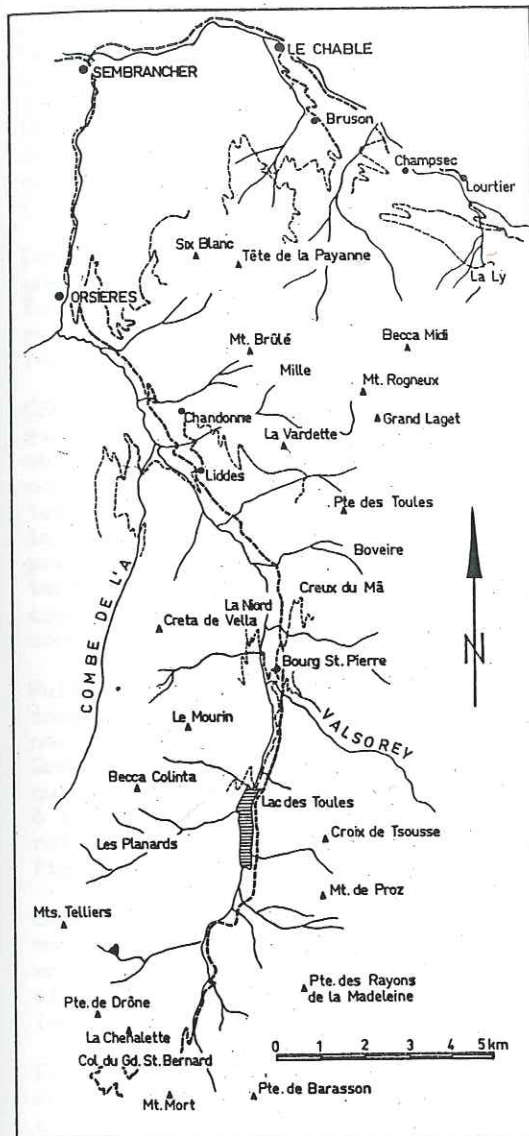


Fig. 2. Esquisse géographique de la région décrite, avec quelques noms souvent utilisés dans le texte.

(1803), STUDER (1851) et GERLACH (1869, 1871). Le premier innove avec des descriptions systématiques. Lors d'un voyage, en 1778, qui s'inscrit dans les nombreuses expéditions qu'il entreprit dans les Alpes occidentales rapportés dans ses "Voyages dans les Alpes", il demeure quelques

Les voies d'accès relativement rares (fig. 2) n'ont pas favorisé la pénétration touristique meurtrière habituelle. Les rares projets d'aménagement touristiques se sont heurtés aux phénomènes d'instabilité des versants de la zone forestière où les routes doivent toujours être refaites. La région peut s'ennorgueillir d'un atout autrement prestigieux qu'une éphémère station de sport: la voie d'accès au col du Grand St. Bernard. La voie romaine, le Saint, l'hospice, ses religieux et leurs chiens, puis Bonaparte et la nouvelle route, finalement le tunnel: toute une histoire entoure cette artère dont l'importance ne semble pas diminuer, même si les cohortes de touristes ont remplacé les légions romaines et les armées françaises.

Les noms des lieux et leur orthographe sont ceux de la carte au 1: 25'000 (fig. 2), bien que quelques-uns ont changé au cours des différentes éditions. On consultera sur ce sujet le livre de J. GUEX (1947) où la toponymie de cette région est analysée très complètement et de manière fort divertissante.

B. HISTORIQUE

Dans l'Histoire du Pennique, il y a toujours trois périodes:

- avant Argand,
- Argand
- après Argand!

C'est vrai pour cette zone, bien qu'Emile Argand n'a jamais rien écrit la concernant directement.

De la première période, il faut retenir trois noms: DE SAUSSURE

jours à l'hospice et en profite pour décrire les roches de la région où il est guidé par le chanoine MURITH. Près de la Chenalette, il trouve "une roche feuilletée ordinaire, composée de beaucoup de mica et d'un peu de quartz, sans aucun mélange de pierre calcaire". Puis MURITH le fait grimper au Mont Mort: "Je trouvai là des rocs micacés tendres, mêlés de quartz et de grenats rouges grossiers, fusibles en un verre noir, mat, qui s'affaisse sur le tube". Quittant l'hospice pour redescendre en Valais, il poursuit sa description, et rencontre près de l'Hôpital (actuellement l'Hospitalet) "un rocher composé de couches de quartz fragile blanc, entremêlé de couches minces de mica brun presque pur: ces feuillets parallèles entre eux forment une pierre rayée de blanc et de brun..". Nous parlons maintenant de gneiss rubanés: ils affleurent encore très bien là où DE SAUSSURE les signale. Il n'y a pas d'idées préconçues chez ce sceptique: "On s'est trop hâté de classer les différents ordres de montagnes et d'établir des limites précises entre les primitives et les secondaires. Il paraît évident que la Nature n'a point pris ces divisions pour règles de ses opérations.." (vol I, pp. 401 et suiv.).

Dans sa "Geologie der Schweiz", STUDER (1851) consacre une vingtaine de lignes aux assises que recoupe la route entre Liddes et le col du Grand St. Bernard. Il signale déjà la présence de l'andalousite dans ces schistes pris entre les calcaires du Val Ferret et ceux du Valsorey. Le plan général des Alpes commence à s'esquisser.

GERLACH (1868, 1871) poursuit l'élaboration de ce plan, tout en enrichissant considérablement les connaissances locales grâce à ses innombrables observations. Il est le premier à utiliser le terme de "schistes de Casanna": ensemble de quartzites, de micaschistes, de chloritoschistes, de schistes amphibolitiques, de gneiss ocellés. Il note déjà que, dans la région de la frontière italo-suisse, la cristallinité des roches est meilleure. Le premier, il montre clairement que ces roches sont un socle et qu'elles portent une couverture de quartzites et de calcaires dolomitiques. Sur ses coupes, ce soubassement constitue le cœur d'une sorte de gros anticlinal couché: la nappe du Grand St. Bernard n'est pas loin...

Puis vient ARGAND (1909, 1911): le plan de la chaîne est non seulement compris, mais poussé à une forme de perfection telle que des dizaines d'années de recherches ne le modifieront que dans des détails. La carte du Grand Combin (1934), où figurent quelques kilomètres-carrés de la région qui nous intéresse, montre qu'ARGAND n'a pas porté une grande attention à la pétrographie des micaschistes et des gneiss. Les quartzites conglomératiques de la région du Mt. Rognieux y sont pourtant représentés par un figuré spécial.

Cependant les travaux conduits par WEGMANN (1923) en Valais central avaient montré que les schistes de Casanna pouvaient être séparés en deux grands ensembles: des roches polymétamorphiques d'une part (Casanna inférieurs), et des quartzites voisins des assises du Permo-carbonifère d'autre part (ou Casanna supérieurs).

En 1949, SZEPESSY SCHAUREK, un élève de Zürich, publie sa thèse: tout le massif du Combin, pratiquement jusqu'à la Drance d'Entremont, y est décrit. Le programme était beaucoup trop vaste pour être efficacement réalisé en un temps si court: il n'y a presque rien à tirer de cette étude. A la même époque, OULIANOFF travaille à la cartographie de la feuille géologique Grand St. Bernard, mais il ne publiera rien d'autre que la notice explicative de cette carte. Or il s'agit d'une carte purement pétrographique, très précise, mais où manque un essai d'interprétation géologique.

Cette interprétation s'amorce vers les années 1960, principalement suite aux recherches de ELLENBERGER (1958). En 1959, SCHAEER s'attaque à cette

zone, dans le Valais central et précise les subdivisions proposées par WEGMANN 20 ans plus tôt. Au vu de ce qu'il connaissait du Haut Valais, BEARTH (1961) propose une synthèse de tout le Pennique valaisan; avec des doutes, il prolonge la zone des Mischabel (ou z. de Siviez) par celle du col du Grand St. Bernard: son hésitation est telle, qu'il modifie les figures de sa carte. En Italie, ELTER (1960) poursuit des recherches identiques, et CABY (1968, 1974) raccordera le tout aux Alpes françaises.

Par ailleurs, de nombreuses études n'ont pas débouché sur des publications. Les unes avaient pour objet la prospection de l'uranium dont les traces avaient été découvertes un peu plus au N (MULLER 1964, PERSOZ 1964). Les autres études furent des travaux de diplôme d'étudiants neuchâtelois et lausannois: FRAUTSCHI 1971, CRISINEL 1977, BRECHBUHLER 1978, EGGENBERGER 1978, BRODBECK 1979, HEDIGER 1979, WITTWER 1981 et VALENTINI 1981. Quelques-uns de ces travaux ont été partiellement publiés: BRECHBUHLER et CRISINEL 1979, BRODBECK et al. 1980, WITTWER 1982.

C. APERCU GEOLOGIQUE GENERAL

Les recherches conduites en Valais central sous la direction de ESCHER (voir dans HOMEWOOD et al. 1980) ont permis de suivre vers l'W et le SW la couverture des Mischabel (z. du Barrhorn). Cette couverture se poursuit dans la bande de Trias que SCHAEER (1959) a cartographiée entre les zones permo-triasiques du Mont Gond et du Greppon Blanc. La seconde de ces zones porte, dans le synclinal des Chèques et au Pic d'Artsinol, une couverture bréchique plus interne que le Barrhorn (MOIX et STAMPFLI 1981).

Ce Trias, qui jalonne une cicatrice importante, disparaît vers le S, mais la zone de cicatrice reste visible au front des gneiss de la Zone du Métailler. C'est la limite interne du terrain étudié ici (fig. 3).

Sa limite externe passe dans la Zone Houillère, le long d'un plan de discontinuité souligné par un chapelet de lentilles de gypse, situé approximativement au milieu de la dite Zone et qui la divise en une partie externe riche en grandes masses de Trias quartzitique et carbonaté, et une partie interne qui en est pratiquement dépourvue. Cette bipartition avait déjà été proposée par TRUMPY (1958) pour la feuille Grand St. Bernard.

Le terrain décrit ici comprend deux lames de gneiss polymétamorphiques servant de socle à d'épaisses formations permo-carbonifères (fig. 3). Cette disposition est à l'origine du plan adopté pour la partie descriptive de ce travail:

- La zone externe de socle qui est le prolongement de la Zone du Ruitor
- La zone interne de socle, prolongement de la Zone de Siviez
- Les assises du Permo-carbonifère (et du Permo-trias).

Des chapitres plus courts traiteront de la tectonique et des relations entre les minéraux et la déformation. La Géologie du Quaternaire a déjà fait le thème de notes plus régionales (BURRI 1974, BURRI et GRUNER 1976).

Remarques méthodologiques

Dans ces assises où toutes les limites prêtent à discussion, où les types de roches semblent souvent passer des uns aux autres sans solution de continuité, où les concepts précis ne résistent pas à l'usage, l'emploi des termes habituels pose de nombreux problèmes. Afin d'écarter tout malentendu, voici quelques précisions sur l'usage qui en sera fait ici.

La "Zone" représente un ensemble de roches qui peuvent être assez différentes les unes des autres, mais qui sont associées sur de grandes distances et qui semblent, par conséquent, avoir une longue histoire commune. La "Zone" est parfois de nature tectonique; pour prendre un exemple bien

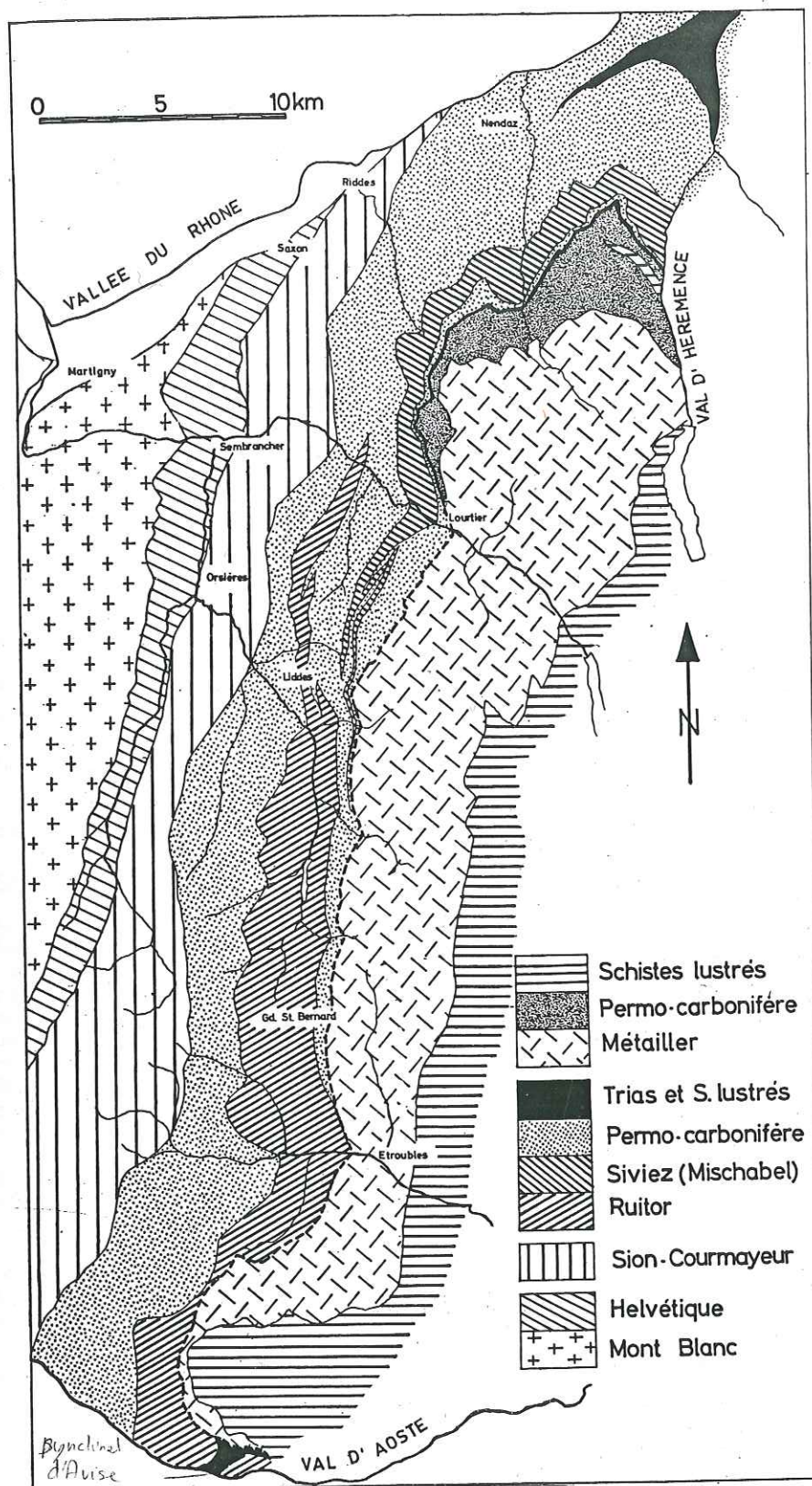


Fig. 3. Esquisse géologique générale

connu, la Zone de Chamonix est une unité tectonique comprenant les couvertures des Aiguilles Rouges et du Mt. Blanc, plus les racines de la nappe de Morcles (AYRTON 1980). La Zone Houillère se trouve dans le même cas, la Zone de Mille, également, qui comprend la couverture du Rutor, celle de Siviez et peut-être encore autre chose. Par contre la Zone du Rutor n'est pas d'origine tectonique: ces gneiss polymétamorphiques constituent un socle probablement porteur d'une couverture permo-carbonifère qui ne fait pas partie de la Zone.

On voit donc qu'il n'y a pas de connotation génétique dans cet usage du mot "Zone", usage qui est purement descriptif et, en cela identique à celui qu'en a fait CABY. Dans ce sens, le mot Zone sera écrit avec un Z majuscule.

Lorsque cela est possible, la Zone est subdivisée:

- dans les couvertures, en "Séries"
- dans les socles, en "Ensembles".

La "Série" est une unité lithologique assez homogène pour suggérer une certaine unité génétique et pour être considérée comme une unité stratigraphique. Le terme de "Formation" a été écarté, parce que trop précis dans sa définition. Ici, les limites inférieures et supérieures des séries pourraient être modifiées ultérieurement et leur épaisseur également, car des répétitions tectoniques cachent la réalité. La Formation représente une sorte d'idéal mal adapté au Pennique qui doit se contenter de la Série, plus floue, mais plus souple.

Les "Ensembles" des unités de socle présentent des lithologies variées. Il pourrait s'agir de sous-unités d'origine tectonique, ou de roches au chimisme particulier, ou de Séries oblitérées par le métamorphisme. Là encore, il s'agit d'un terme purement descriptif.

Quant aux autres termes, ils sont employés dans le sens donné par le Dictionnaire de Géologie de FOUCAULT et RAOULT 1980.

Remerciements

Au cours des nombreuses années consacrées à ces études dans le Valais occidental, j'ai bénéficié de l'aide d'un grand nombre de collègues de travail, de collaborateurs, d'amis. Le premier d'entre eux fut mon patron d'alors, H. BADOUX qui, vers 1960, m'a poussé à m'intéresser à cette région peu fréquentée. Par la suite, je crois avoir eu la chance de passer quelques jours sur le terrain avec tous ceux qui ont abordé ces problèmes du Pennique: J.-P. SCHAEER, N. OULIANOFF, G. ELTER, R. CABY, A. ESCHER, M. WEIDMANN. Si ma reconnaissance leur est acquise, elle va également aux étudiants qui ont fait leur travail de diplôme dans la région. J'ai pu disposer de tout leur matériel et je m'en voudrais de ne pas remercier notre préparateur, A. ANSERMOZ, qui a toujours réalisé dans les délais les plus brefs les lames les plus difficiles. S. AYRTON ne s'est pas contenté de m'accompagner quelques fois sur le terrain: il a discuté mes idées, critiqué mes hypothèses, suggéré les solutions. Quant à J. MULLER, il aurait pu co-signer cette étude tant elle lui doit. Mais ses occupations de ces dernières années l'ont entraîné ailleurs et il m'a laissé le soin de la finition. W. NABHOLZ a relu attentivement mon texte, y apportant de précieuses modifications que sa longue expérience de rédacteur lui suggère.

Que tous trouvent ici l'expression de ma reconnaissance et de mon amitié.

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

I. LA ZONE DU RUITOR

Définie en Italie et bien étudiée dans les Alpes franco-italiennes, la Zone du Rutor a été cartographiée par CABY (1974) jusqu'à la frontière suisse. Il est donc tout à fait justifié de reprendre ce terme sur notre territoire.

La Zone du Rutor va se suivre sur environ 25 km avant de disparaître, probablement par plongement axial. Elle comprend trois Ensembles assez différents pour pouvoir être cartographiés; cependant, entre les deux Ensembles externes, les limites ne sont pas toujours évidentes. Il s'agit des unités suivantes, de l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin (fig. 4):

- L'Ensemble de la Chenalette, baptisé du nom du petit sommet dominant le col du St. Bernard.
- L'Ensemble de Bourg St. Pierre, séparé du précédent, au moins dans sa partie N, par des quartzites du Permo-carbonifère.
- L'Ensemble du Mont Mort, d'un sommet frontalier au SW du col du St. Bernard, reconnaissable à sa pétrographie spéciale: ce sont les gneiss à minéraux d'OULIANOFF (1958).

A. L' ENSEMBLE DE LA CHENALETTE

Cette unité frontale est faite d'assises relativement résistantes à l'érosion, déterminant une série de reliefs qui jalonnent son tracé. Sur la crête frontière, elle a environ 1'500 m d'épaisseur, allant de la Pte. de Drône aux premières épingles à cheveux en aval du col, côté suisse. Elle comprend donc le col lui-même, la région de l'hospice, et peut être aisément observée le long de la route, où l'affleurement est continu.

Au N de la Combe de Drône, l'Ensemble de la Chenalette passe en oblique dans la longue crête qui va de la Pte. de Godegotte à la Pte. des Plans Sadôs, pour descendre ensuite jusqu'au Lac des Toules. Du Lac vers le N, tout le versant gauche du Val d'Entremont est taillé dans cet Ensemble: ce sont les parois qui supportent les mayens de la Niord; en rive droite, encore plus au N, la route du col entaille une grande falaise sous la Combe, qui est un bel affleurement de cet Ensemble qui se fait plus discret ensuite, à cause de l'érosion glaciaire et de la couverture forestière. Restent pourtant bien individualisées morphologiquement, les gorges du torrent de Palasui et celles du torrent d'Aron. Emergeant de ce versant raboté, les sommets ruiniformes du Mt. Brûlé et de la Tête de Payanne fournissent les derniers bons affleurements. C'est ensuite le versant du Val de Bagnes où l'Ensemble de la Chenalette détermine une large croupe boisée qui sépare les bassins des torrents qui arrivent à Bruson et à Verségères.

Caché sous les épaisses formations morainiques du fond de la vallée, cet Ensemble réapparaît en rive droite de la Drance de Bagnes au dessus de Montagnier, réduit à quelques dizaines de mètres. Il y détermine un ultime et modeste relief: la petite crête des Dales, puis il disparaît, 400 m à peine au-dessus du talweg.

L'Ensemble de la Chenalette comprend une assez grande diversité de roches qui se ressemblent plus ou moins, pas toujours faciles à discerner les unes des autres. Ce sont:

- des gneiss micacés qui forment la masse principale de cet Ensemble,
- des amphibolites qui dessinent un chapelet discontinu de lentilles s'accumulant en direction du N,
- des gneiss ocellés affleurant en bandes également discontinues,
- des pegmatites surtout fréquentes dans les portions les plus internes,
- des quartzites et des schistes graphiteux.

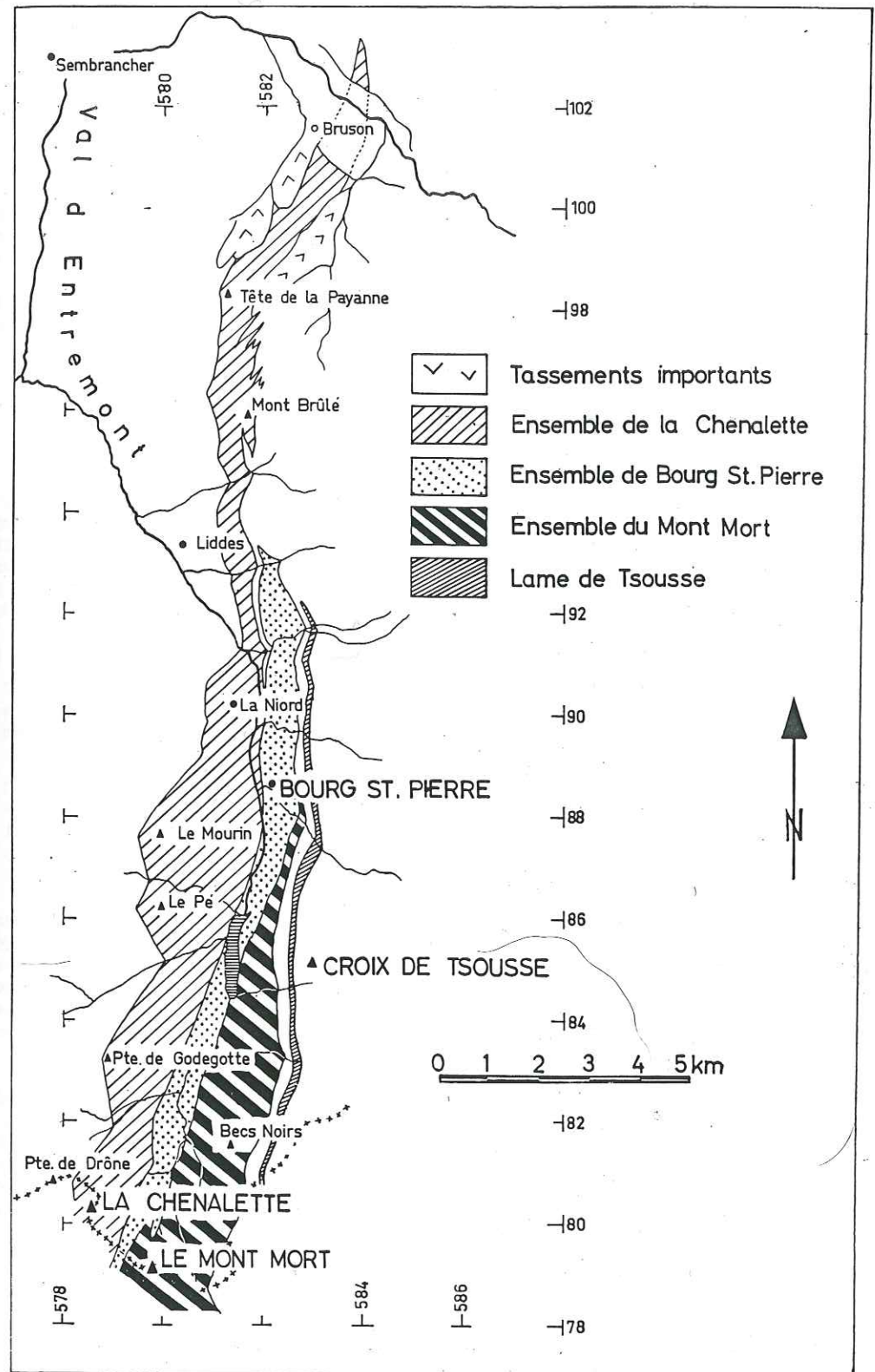


Fig. 4. Carte de la Zone du Rutor.

1. Les gneiss micacés

Les gneiss sont assez variés dans le détail, mais relativement homogènes dans leur ensemble. Ils sont en moyenne, de grain fin, avec une schistosité très marquée, au point qu'on peut employer le terme de micaschiste très souvent à leur propos. Ils sont gris, gris-brun, brun-beige à la patine, se débitant en plaquettes parallélépipédiques aptes à constituer des éboulis ou des glaciers rocheux particulièrement spectaculaires. Leur cassure est grisâtre, très miroitante sur les surfaces de schistosité où les paillettes de mica blanc, de grande taille, sont déformées et étalées en mouvant les irrégularités de la roche. J'ai souvent utilisé, sur le terrain, le terme de "gneiss à micas moulés".

Ces gneiss constituent 90% à 95% de l'Ensemble de la Chenalette, avec la composition moyenne suivante:

quartz	45 %
plagioclase	17
mica blanc	7
séricite	20
chlorite	8
épidote	2

A l'exception de l'épidote, ces minéraux se retrouvent dans toutes les lames minces étudiées. Plus sporadiques sont: le grenat, la biotite, le stilpnomélane, l'actinote, le glaucophane et la calcite. Parmi les minéraux accessoires, la calcite est remarquable par sa présence systématique et sa proportion (jusqu'à 3 et même 4 %), souvent sous forme de gros grains. Sphène, zircon, tourmaline, rutile et minéraux opaques sont plus sporadiques.

Il existe deux variations régionales notables:

- Les gneiss sont plus riches en quartz dans la partie externe et plus albitiques dans la partie interne, passant d'environ 50% de quartz à moins de 40%. C'est une variation qui n'apparaît évidemment pas sur le terrain, mais qui sort de la comparaison d'une centaine de lames minces.
- La proportion moyenne de grandes paillettes de mica blanc augmente du S vers le N, passant de 5% à 10%, alors que la teneur en séricite ne montre pas de changement (env.: 20%). Les variations du mica blanc sont accompagnées de modifications des proportions d'albite et de chlorite, sans systématique notable.

Parmi les types de gneiss assez répandus, mais qui sortent de la définition moyenne donnée ci-dessus, le gneiss à biotite affleure en une bande assez continue de la Petite Chenalette à la Pte. des Plans Sâdos; une deuxième zone biotitique se situe à mi-chemin de Bourg St. Pierre et du barrage des Toules, en rive gauche, sous le pt. 1908. Le plus abordable des affleurements est recoupé par la route du col, en base des grandes parois à l'amont de Liddes. C'est peut-être encore la même zone qui se retrouve à l'arête SW du Mt. Brûlé, au pt. 2157,9; ce qui témoignerait d'une belle continuité.

Les textures de tous ces gneiss sont lépidoblastiques ou porphyroblastiques. Les deux types de roches les plus courants sont soit un gneiss très riche en quartz et pauvre en albite (fig. 5), soit un gneiss albitique et séricitique (fig. 6).

Le quartz se trouve sous toutes les formes possibles, avec tous les habitus: petits grains fortement engrenés les uns dans les autres, gros grains à extinctions roulantes, voire grains limpides et non déformés. Les grenats sont toujours petits: apparemment il s'agit des débris de plus gros grenats cassés et dispersés suivant les plans de schistosité. Ils peuvent être

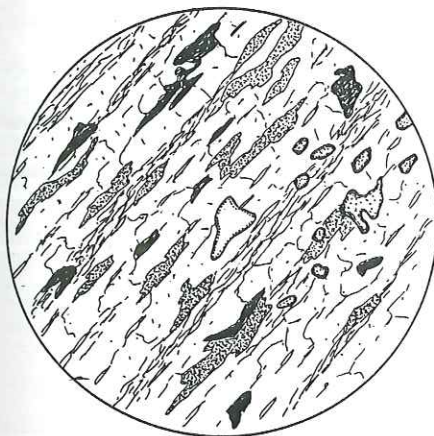


Fig. 5. Gneiss très riche en quartz, accompagné de chlorite, mica blanc, grenat, apatite et oxydes. Crête de la Pte. du Pé.

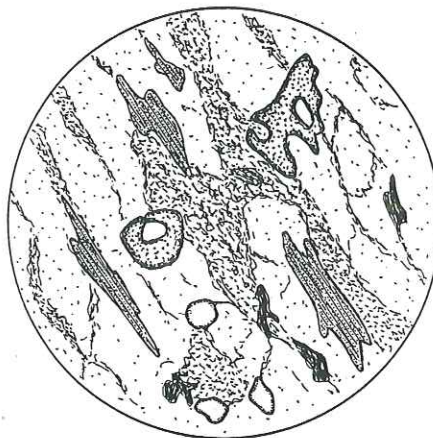


Fig. 6. Gneiss à biotite, avec quartz, grenat, apatite, oxydes et plagioclases fortement séricitisés. Tête de la Payanne.

altérés en chlorite, plus rarement en épidote. La biotite est facilement remplacée par une association intime de petits cristaux de chlorite, de mica blanc et de minéraux opaques. Le mica blanc est en grandes paillettes dont certaines sont assez fortement déformées. Parmi les plagioclases, tout ce qui a été mesurable s'est révélé être de l'albite; mais des plagioclases peut-être plus basiques se cachent derrière les grandes plages de séricite: certaines laissent deviner les fantômes de macles polysynthétiques, mais toute détermination a été impossible. Les albites sont souvent accompagnées d'une poussière de très petits cristaux à forte réfringence, probablement de l'épidote. Cette dernière se rencontre aussi en grains plus volumineux: les plus petits d'entre eux sont de la zoïsite et de la clinozoïsite, les plus gros, de la pistachite. Elle est accompagnée, dans les variétés les plus basiques, par une amphibole pâle (actinote?). Le glaucophane a été vu dans un seul échantillon. La chlorite est ubiquiste, seule ou associée à la biotite ou au grenat; elle est généralement assez pâle et peu pléochroïque. Le stilpnomélane n'est présent que dans la partie septentrionale du terrain, toujours en gerbes d'aiguilles brunes.

2. Les amphibolites

Des amphibolites sombres dessinent une bande presque continue sur environ 8 km. Les plus beaux affleurements dominent l'alpage de l'Emenna, bien visibles, en deux niveaux d'une dizaine de mètres d'épaisseur, dans les rochers de la crête du Pé.

Vers le N, ces amphibolites se retrouvent à la crête suivante, juste à l'W du sommet du Mourin, descendant dans les falaises de son versant N jusqu'au relief d'Eudena, avant de disparaître sous le Quaternaire de Champlong. L'affleurement le plus septentrional, au NE de Champlong, domine le dernier des chalets des Arpalles (pt. 1955): les amphibolites y sont fortement déformées et n'ont plus que quelques mètres d'épaisseur.

En direction du S, les amphibolites de la crête du Pé réapparaissent en affleurements tassés et disloqués dans le torrent à l'E de l'alpage de Fournoutse. Au S de la Combe des Planards, une série de lentilles sont allongées et alignées à la base des parois N de la Pte. des Sâdos. Elles passent l'arête juste à l'E de la pointe de Godegotte pour devenir très

sporadiques dans la Combe de Drôme et former à nouveau un train assez continu de lentilles au NE de cette Combe.

Ce sont des roches sombres, massives, grossières, où ressortent les taches plus claires des grenats dont la taille dépasse souvent 5 mm. Les limites avec les roches encaissantes, rarement observables, sont franches, mais, la déformation aidant, une amphibolite rubanée peut localement prendre naissance. Leur composition moyenne est la suivante:

hornblende	48 %
actinote	14
albite	10
grenat	7
épidote	6
sphène	5
biotite	3
mica blanc	2
chlorite	1
calcite	1
apatite	1
min. opaques	1

Sont présents dans quelques lames: le pyroxène, le glaucophane, le stilpnomélane et le quartz.

Un seul échantillon a montré une grande abondance de cristaux de pyroxène incolores (fig. 7), avec un angle 2V d'environ 50° et des extinctions à 45°. Ils ont presque totalement perdu leurs formes initiales et sont partiellement ou complètement remplacés par de l'amphibole. Celles-ci sont généralement de grande taille, idiomorphes et fraîches. Leur pléochroïsme est fort, vert ou brun, voire bleu: c'est probablement une hornblende. Elle est accompagnée par de la biotite en grandes paillettes très pléochroïques et riches en aiguilles de rutile. L'actinote est difficilement déterminable: elle se présente en petites aiguilles incolores à la frange des cristaux de hornblende, ou en amas feutrés qui envahissent la pâte de la roche. Le grenat peut entrer pour moitié dans la composition de ces amphibolites, mais il peut aussi être absent. Il n'est jamais frais; dans le cas de l'altération la plus faible, les cristaux conservent leur forme initiale alors que, dans leur masse, grandissent de petites amphiboles bleutées et des micas blancs; les craquelures sont cicatrisées par de la chlorite (fig. 8).



Fig. 7. Amphibolite avec grands cristaux de pyroxène et d'amphibole, accompagnés d'albite et d'épidote, d'une grande apatite très limpide et de sphène. Crête de la Pte. du Pé.

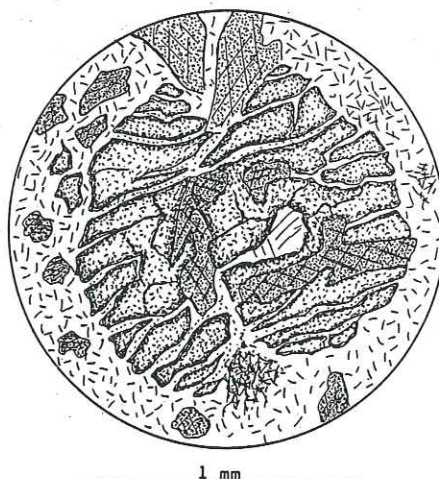
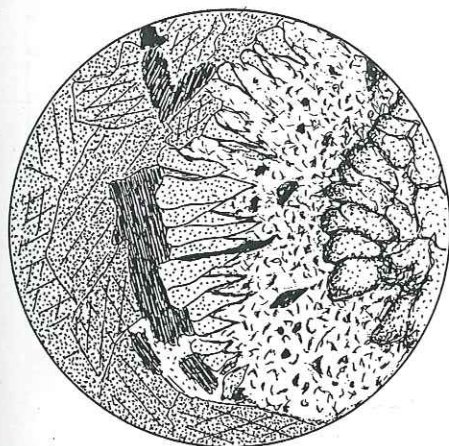


Fig. 8. Grenat altéré, mais ayant conservé sa forme. Dans le cristal, amphibole bleue et mica blanc. A la périphérie, actinote et séricite. E. de l'alpage de Fournoutse.

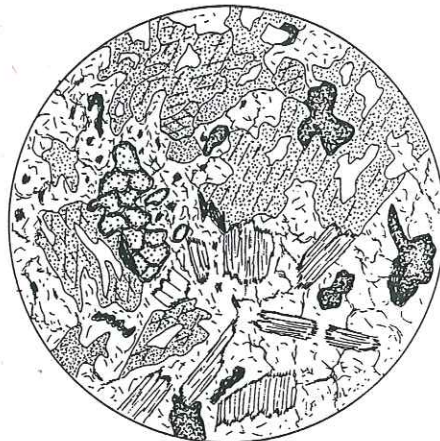
Mais c'est généralement sur leurs bords que les grenats sont le plus profondément altérés (fig. 9): apparaît alors une frange, d'abord étroite, faite d'albite, d'épidote et d'actinote finement cristallisées et servant de matrice à de plus grands cristaux d'amphibole bleutée disposés radialement. Si l'altération est plus poussée, la frange s'élargit aux dépens du grenat; à la bordure de l'ancien cristal, il y a souvent de grandes paillettes de biotite et des amphiboles qui, le long de cette limite, sont plus bleues qu'ailleurs. Finalement, le grenat disparaît intégralement, remplacé par un feutrage d'amphibole, de biotite, de mica blanc et d'épidote.

Des restes de grenat peuvent pourtant être conservés dans des roches par ailleurs fortement transformées et rétrotransformées, même au point de voir leur caractère d'amphibolite s'effacer: l'amphibole est envahie par de l'albite, la biotite est remplacée par de la chlorite (fig. 10).



1 mm.

Fig. 9. Bordure d'altération d'un grenat, avec amphiboles bleues radiaires dans une matrice de chlorite, albite, épidote et m. op. E de l'alpage de Fournoutse.



1 mm

Fig. 10. Amphibolite fortement modifiée: restes d'un grenat, biotite chloritisée, amphibole envahie par de l'albite. E de l'alpage de Fournoutse.

Contrairement au grenat, l'épidote est un minéral toujours présent et dans des proportions assez constantes (5-10%). Elle est le plus souvent en très petits grains qui sont, soit de la zoïsite, soit de la pistachite. Il arrive que de grands cristaux se développent; c'est alors de la zoïsite.

Le sphène est toujours abondant, en cristaux souvent idiomorphes et dont certains peuvent dépasser 5 mm. Quelques lames montrent jusqu'à 15% de sphène. L'apatite n'atteint jamais ces proportions, ne dépassant pas 5%, mais ses grains peuvent être assez grands (3 mm).

Le glaucophane n'a été observé que dans la région de la Pte. de Drône et dans des lentilles riches en albite, voire en quartz. Les amphiboles bleues ont partout ailleurs les caractéristiques optiques des hornblendes, alors que dans cette région elles sont franchement bleues et leur angle 2V descend en dessous de 60°.

3. Les gneiss ocellés

Les gneiss ocellés sont un des éléments les mieux individualisés de cet Ensemble. Ces roches dures, plutôt claires, déterminent souvent de petits escarpements dénudés que les yeux, centimétriques à décimétriques, rendent

rugueux en surface. Ils sont blancs, laiteux, souvent bleutés; grâce à leur forte taille (moyenne à 2 cm), on voit déjà à l'œil nu que le feldspath en est le composant principal. Ils sont sertis dans une pâte schisteuse, grise, verâtre, voire noire (fig. 11). Les gneiss ocellés peuvent localement passer à un gneiss grossier, toujours très clair et d'aspect granitique: la pâte a disparu.

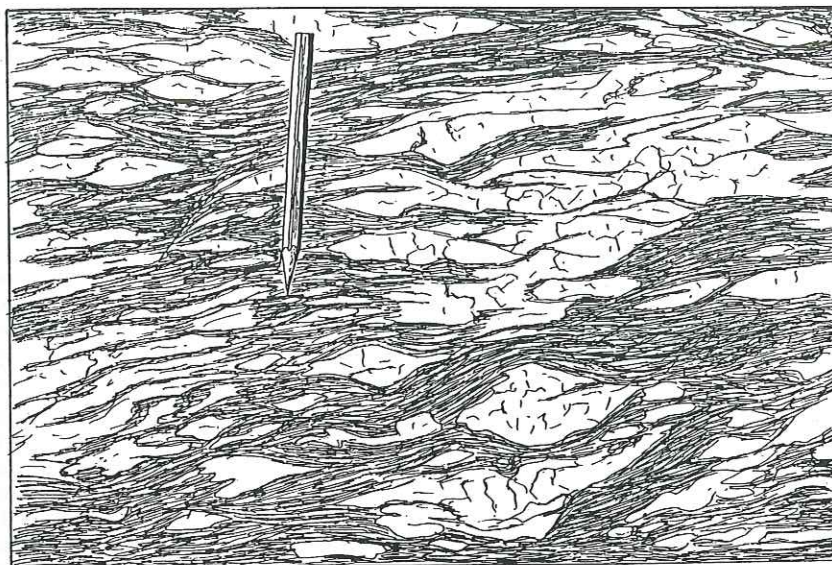


Fig. 11. Gneiss ocellé. Route de la Niord, rive gauche.

Les gneiss ocellés affleurent sous forme de bandes parallèles entre elles et pratiquement parallèles à la schistosité dominante. Ne dépassant pas quelques dizaines de mètres d'épaisseur, elles se suivent sur plusieurs kilomètres. Elles n'occupent pas toujours la même place dans l'épaisseur de l'Ensemble de la Chenalette: à la base, au milieu, au toit, sans règle apparente.

Sur la crête frontrière, ces bandes sont au nombre de deux: elles traversent la route entre l'hospice et le poste de douane. La bande externe arrive jusqu'à 80 m de puissance au-dessus du col des Chevaux; la bande interne ne dépasse jamais 20 m. A la crête de Lacerande apparaît une troisième bande, due au jeu d'un pli: elle ne se suit que sur environ 500 m. Dans le fond de la combe des Planards, leur nombre monte à quatre, pour les mêmes raisons tectoniques. Elles ne sont plus que deux à franchir la crête qui domine le lac des Toules, et la plus interne disparaît avant d'atteindre le lac. La bande externe se divise en deux minces niveaux; l'un d'eux réapparaît au bas du torrent du Lavancher, juste au-dessus de l'alpage du Crêt. Plus au N, tout disparaît sous la couverture récente, jusqu'aux rochers du pt. 2013,8, une petite éminence taillée dans le gneiss ocellé. Il détermine une nouvelle paroi au bord du chemin suivant le gazoduc, un peu en amont du pont de Tsaveresse: c'est là que le faciès grossier non ocellé est le mieux développé. Cette bande de gneiss est encore visible sur la rive droite de la Drance, au bas du torrent de la Croix, où elle semble se terminer.

Mais une bande plus externe est apparue déjà dans le torrent du Lavancher, presque sous l'alpage de l'Emenna où elle affleure sur une vingtaine de mètres. On la retrouve dans le torrent des Arpalles, 2 km plus au N, 40 m au-dessus du pont de la route des alpages. De là, l'affleurement est quasi continu à travers les prairies de la Niord, déterminant une série

de petites crêtes rocheuses allant pratiquement jusqu'à la Drance. Sur la rive droite de la rivière, l'affleurement le plus connu et le plus accessible est entaillé par la route du col, à la base de la paroi de la Combe, sous le pt. 1572,5. Il se trouve donc dans la partie tout à fait externe de l'Ensemble de la Chenalette.

On retrouvera les mêmes gneiss près du sommet du Mt. Brûlé, puis au N de la tête de la Payanne, dans le versant de la vallée de Bagnes et, très déformés, jusque sur sa rive droite, là où tout cet Ensemble disparaît: c'est dire la continuité de ce type de gneiss.

Les yeux de ces gneiss sont presque toujours de grandes albites en échiquier, plus rarement, des amas de cristaux de quartz fortement engrénés les uns dans les autres, ou une association d'albite et de quartz. Il est impossible de donner une composition moyenne de la roche en se basant sur l'étude des lames minces, à cause des "accidents" que sont les yeux. Le microscope montre que les gros yeux centimétriques sont accompagnés par des yeux plus petits et de même composition. Parmi ces yeux plus petits, il y a quelques myrmékites, qui pourraient résulter de phénomènes métamorphiques, et des microclines. La matrice est identique aux gneiss encaissants décrits précédemment: mêmes minéraux ayant entre eux les mêmes relations.

La biotite est altérée en mica blanc, chlorite et oxydes. Les grenats, toujours petits, peuvent être abondants. Toutes les épidotes courantes (zoïsite, clinozoïsite, pistachite et allanite) peuvent se rencontrer, le plus souvent en petits grains, mais qui peuvent se grouper pour former de véritables lits. Les surfaces occupées par la séricite sont importantes: peut-être cachent-elles d'anciens plagioclases; elles sont le lieu de développement de grandes albites aux bords flous (fig. 12). L'apatite est toujours abondante, liée aux zones qui furent riches en biotite; elle contient des inclusions qui la rendent un peu opaque et d'aspect altéré. De grands micas blancs semblent recouper tous les autres minéraux (fig. 13) et, dans la région du Mt. Brûlé, le stilpnomélane fait son apparition.

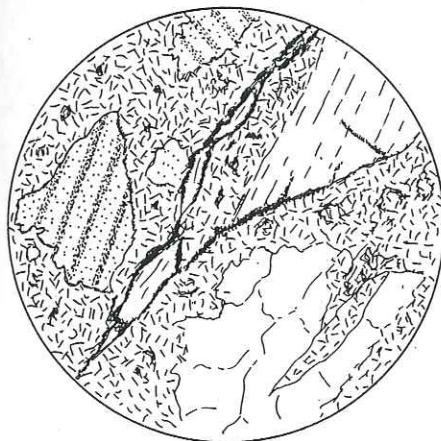


Fig. 12. Matrice des gneiss ocellés: trainées d'oxydes sur des zones anciennement biotitiques, fond de séricite et grands cristaux de quartz, de mica blanc et d'albite. Prairies de la Niord.



Fig. 13. Matrice des gneiss ocellés: biotite altérée, séricite, chlorite, mica blanc en grandes lamelles, apatite, quartz, stilpnomélane. Mt. Brûlé.

4. Les pegmatites

Il faut encore signaler la présence de pegmatites plus ou moins diffuses ou lenticulaires dont la répartition ne dépend d'aucune loi évidente. Elles sont constituées de gros cristaux de quartz, d'albite en échiquier ou normalement maclée, de mica blanc, de tourmaline et de chlorite. Les plus grossièrement cristallisées n'ont pas été trouvées en place, mais dans du matériel morainique près du Vintsié (Bagnes): une tourmaline avait 7 cm et les micas blancs dépassaient 5 cm.

Ces pegmatites ont été observées à la Tête de la Payanne, au col du Basset, dans la forêt de Morion, au N des chalets septentrionaux de la Niord, près du lac au N de l'hospice du col, etc.. Il arrive qu'elles voisinent les gneiss oillés, mais elles ne leur sont apparemment pas génétiquement liées. Dans les zones où elles sont abondantes, tous les gneiss sont riches en cristaux idiomorphes de tourmaline qui peuvent dépasser un millimètre.

5. Les schistes et gneiss graphiteux

La route de la Niord, en rive gauche, sous le Sâr, recoupe plusieurs petites parois déterminées par des quartzites durs en bancs décimétriques, alternant avec des schistes noirs riches en graphite. Les limites de cette unité sont imprécises, mais elle ne semble pas dépasser 200 m d'épaisseur.

Latéralement, elle est difficile à suivre. BRODBECK (1979) l'a signalée près de la Pte. des Lacerandes où elle voisine les gneiss oillés, comme sur la route de la Niord. Vers le N, il existe des niveaux graphiteux près de la Tête de la Payanne, mais les quartzites manquent.



Fig. 14. Niveau de quartzite massif: quartz, albite, chlorite, mica blanc, amas foncé substitué à une biotite (ou amphibole?), apatite. Route de la Niord.

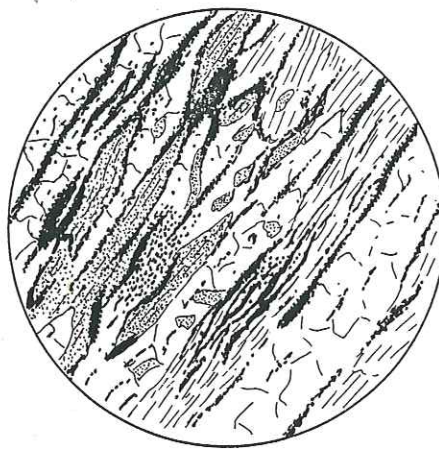


Fig. 15. Niveau graphiteux: quartz, albite, mica blanc, chlorite et graphite. Route de la Niord.

En lame mince, ces roches ressemblent aux gneiss encaissants, comme elles leur ressemblent à l'affleurement. Les bancs quartzitiques sont assez riches en albite et contiennent, en plus du quartz, du mica blanc, de la chlorite, de l'épidote, de l'apatite et des fantômes de grands cristaux (amphibole ou biotite?) remplacés par un agrégat microcristallin de chlorite ou d'épidote (fig. 14). Dans les niveaux graphiteux, seule la présence du graphite permet de distinguer la roche d'un gneiss banal (fig. 15). Un échantillon provenant des Lacerandes contient du grenat: la population de minéraux est donc la même que celle des gneiss.

B. L'ENSEMBLE DE BOURG SAINT PIERRE

L'Ensemble de Bourg St. Pierre est séparé du précédent, au moins dans sa partie septentrionale, par une lame de quartzites feuilletés du Permo-carbonifère. Des niveaux particulièrement siliceux sont toujours présents, en direction du S, entre cet Ensemble et celui de la Chenalette, mais il pourrait s'agir de gneiss très quartzeux. Quelle que soit leur nature, ces assises claires ont servi de limite cartographique entre les deux unités qui, par ailleurs, se ressemblent beaucoup. Des gneiss gris passant à des micaschistes sériciteux constitue une masse de fond qui contient des gneiss ocellés, des amphibolites, des gneiss rubanés, des gneiss quartzeux passant à des quartzites.

Très mince dans sa partie méridionale (300 m) cet Ensemble atteint son plein développement au droit de Bourg St. Pierre où une coupe générale a déjà été décrite (BRECHBUHL et CRISINEL 1979). Dans le verrou, au N du village, les affleurements sont bons; ils posent des problèmes dans le versant droit du Val d'Entremont: le basculement superficiel des têtes de couches oblitère leur qualité et les limites entre les unités lithologiques deviennent difficilement cartographiables. Les deux torrents de Croix et d'Allèves donnent de très bonnes coupes, mais les similitudes entre certains gneiss et les quartzites du Permo-carbonifère sont telles que toute certitude quant aux limites devient illusoire. Ces gneiss affleurent encore dans le torrent de Palasui jusqu'à 1980 m; or ils manquent le long de la route de l'alpage du Coeur qui domine ce torrent de 300 m, en rive droite: leur disparition se fait donc dans ce versant très raide, qui est une paroi plus ou moins boisée, d'accès difficile et aux roches fortement patinées. La conséquence est qu'il est impossible de savoir exactement comment s'opère cette disparition.

Les différents types de roches seront décrits dans l'ordre suivant:

- Les gneiss et micaschistes courants.
- Les gneiss particulièrement riches en quartz.
- Les gneiss ocellés.
- Les gneiss rubanés.
- Les amphibolites.
- Les diorites.

1. Les gneiss et les micaschistes

Parmi les roches qui constituent la "matrice" de cet Ensemble, il est possible de distinguer deux entités lithologiques. L'une, plus riche en quartz, plus grossière, peut être appelée un gneiss. L'autre, plus riche en phyllosilicates, se rapproche davantage des micaschistes. Ces roches sont intimement mélangées; il semble que les faciès micaschisteux soient plus abondants dans la partie externe. Les compositions moyennes de ces assises sont les suivantes:

	micaschistes	gneiss
quartz	30 %	40 %
plagioclase	19	25
mica blanc	7	11
séricite	20	8
biotite	1	1
chlorite	11	8
épidote	5	3
grenat	5	2

Le plagioclase est en gros cristaux, quelques fois à peine saupoudrés de séricite, cristaux dont la composition va de 10 à 25% An (fig. 16 et 17).

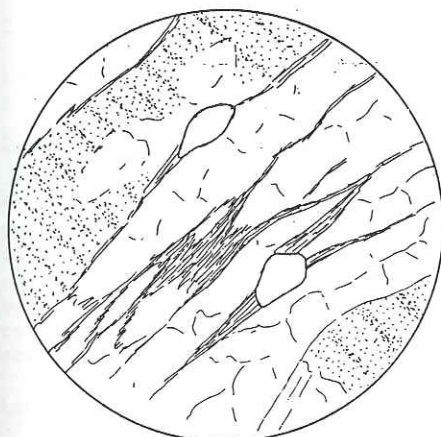


Fig. 16. Gneiss. Grands cristaux de plagioclase à peine altérés, quartz, chlorite, apatite. Valsorey.

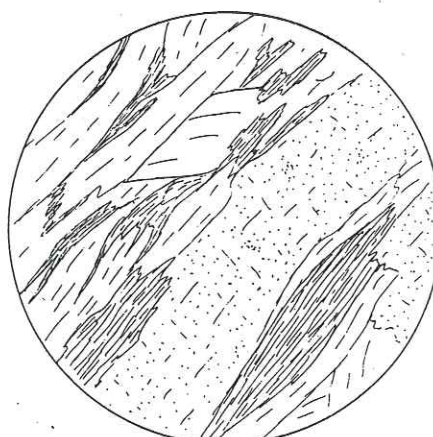


Fig. 17. Micaschiste. Plagioclase en grands cristaux frais, mica blanc et chlorite en longues lamelles. Alpage du Coeur.

Dans les échantillons riches en séricite, le plagioclase est complètement envahi par ce mineral et devient indéterminable (fig. 18). Le mica blanc est en grandes paillettes; la chlorite lui est souvent associée. Elle l'est aussi à la biotite qui est rarement fraîche et souvent bordée de mouchetures d'oxydes de fer. Une séricite très grossière peut constituer la plus grande partie de la roche. Les grenats sont toujours fortement altérés, partiellement remplacés par de la chlorite, de l'albite, du mica blanc ou du quartz. L'épidote est peu abondante, en aiguilles ou petits grains de pistachite ou zoïsite. Le glaucophane ou l'actinote peuvent arriver à 5% de la roche dans quelques micaschistes. Parmi les minéraux accessoires, l'apatite est le plus abondant, en grains souvent volumineux, suivie de la tourmaline et des minéraux opaques. Sphène, zircon et rutile sont rares.

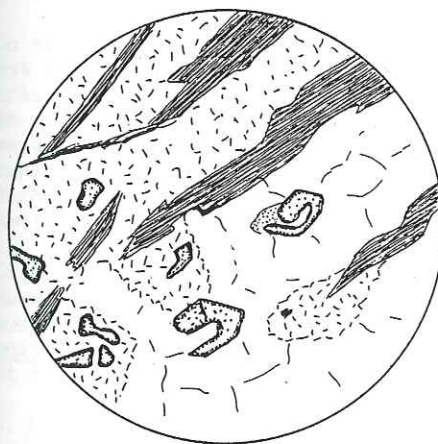


Fig. 18. Micaschiste. Dans une matrice de quartz et de séricite grossière, grandes biotites et grenats en atoll. Torrent d'Allèves.

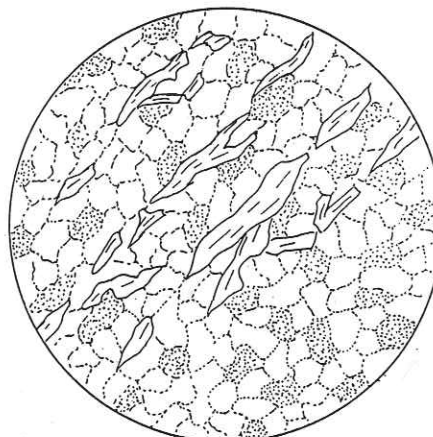


Fig. 19. Gneiss quartzitique. Matrice de petits cristaux de quartz et de plagioclase et grandes paillettes de mica blanc. Le Tronchet.

2. Les gneiss quartzitiques

Les gneiss quartzitiques se présentent sous la forme de bancs décimétriques blancs à verdâtres. Ils sont plusieurs fois répétés dans les derniers virages de la route, sous le col. Plus au N, ils affleurent dans les rochers très clairs de la rive occidentale du lac des Toules. Il est impossible de les suivre dans les gorges jusqu'à la hauteur de Bourg St. Pierre où ils réapparaissent à plusieurs niveaux, un peu diffus, mais toujours dans la partie externe de cet Ensemble. Dans les coupes des torrents de la Croix et d'Allèves, leur abondance est la cause de la ressemblance entre le socle et sa couverture de Permo-carbonifère. Les choses sont d'autant plus complexes qu'il existe probablement, entre l'Ensemble de la Chenalette et celui de Bourg St. Pierre, une lame de quartzites feuilletés du Permo-carbonifère.

Leur composition est la suivante:

quartz	58 %
plagioclase	13
mica blanc	12
séricite	6
biotite	1
chlorite	7
épidote	1
grenat	1

Ils ne diffèrent donc pas fondamentalement des gneiss décrits dans le paragraphe précédent. Mais, comme ils sont particulièrement bien représentés dans la partie frontale, ils ont localement servi à tracer la limite entre les deux Ensembles.

3. Les gneiss oeilés

La route qui descend de Bourg St. Pierre au Pont de Tsaveresse recoupe trois niveaux de gneiss oeilés qui totalisent une dizaine de mètres. Ils peuvent se suivre avec plus ou moins de continuité à travers les reliefs du verrou glaciaire, mais ils disparaissent plus au N. Peut-être que, mylonitisés, ils deviennent indiscernables des gneiss quartzitiques.

La texture de ces roches est grano- à lépidoblastique. Souvent le grain est très fin et les yeux apparaissent comme des cristaux ou des amas de cristaux qui auraient échappé à une intense mylonitisation. La roche est en moyenne très acide, avec plus de 50% de quartz et 40% de feldspath, le reste étant de la séricite et du mica blanc. Certains niveaux ne semblent contenir que du plagioclase (0-20% An), alors que d'autres sont également riches en albite maclée en échiquier et en microcline. Les yeux sont plus petits que ceux des gneiss oeilés de l'Ensemble de la Chenalette.

Ces gneiss oeilés ne sont connus que dans la partie externe de l'Ensemble de Bourg St. Pierre (CRISINEL 1977, BRECHBUHL et CRISINEL 1979). Telle est aussi la position des gneiss quartzitiques: il s'agit peut-être de la même unité, bien développée et différenciée dans la région de Bourg St. Pierre et réduite à quelques niveaux quartzitiques près du col (HEDIGER 1979).

4. Les gneiss rubanés

Des gneiss rubanés peuvent apparaître à plusieurs niveaux dans l'Ensemble de Bourg St. Pierre, mais il faut de très bonnes conditions d'affleurement pour les repérer. En effet, le rubanement peut être assez discret entre des niveaux quartzo-feldspathiques clairs et des niveaux plus foncés gris clair, gris, vert clair, vert bouteille ou presque noirs. Il y a de bons affleurements le long de la route du col, près de la dernière épingle à cheveux, ou bien dans la région de Maringo, ou encore au-dessus du col

des Chevaux. Dans le verrou de Bourg St. Pierre, la forte patine empêche de bonnes observations, mais des amphibolites affleurent à plusieurs endroits le long de la route de la Niord, entre le village et la rivière, et une partie au moins de ces amphibolites doit appartenir à des assises rubanées. Les plus belles coupes sont dégagées par la route de Valsorey, juste avant le premier pont sur le torrent où il y a, en plus, de beaux plis. Un dernier pointement de ces gneiss se trouve au bord de la même route, au Plan du Pey.

RV
rubanées
Les niveaux clairs et foncés ont 10 à 20 cm d'épaisseur, et il existe souvent un rubanement plus fin, presque millimétrique. Les niveaux quartzofeldspathiques ont la composition d'un gneiss banal, plutôt grossier, assez riche en petits grenats. Les niveaux plus foncés ne contiennent presque que de l'amphibole, une hornblende en grands prismes pléochroïques bleu vert. Le plus souvent elle est associée à de la chlorite et à un plagioclase qui n'a jamais pu être déterminé à cause de l'abondance de la séricite qui l'opacifie; il a le même aspect que l'oligoclase des gneiss voisins (fig. 20). Dans les zones plus finement rubanées, le quartz apparaît même en assez forte proportion (20%). L'épidote, en général en petits grains, est cantonnée aux zones feldspathiques. Les grenats sont petits; des prismes de glaucophane, minuscules, et de fines aiguilles d'actinote ne sont pas rares. La biotite est le plus souvent remplacée par une chlorite très pâle. La calcite est sporadique. A l'exception de l'apatite et des minéraux opaques, les autres accessoires sont peu représentés: sphène, zircon, tourmaline, rutile.



Fig. 20. Niveau foncé dans les gneiss rubanés: grandes aiguilles d'amphibole, chlorite et oxydes dans une matrice de plagioclase séricitisé. Plan du Pey.

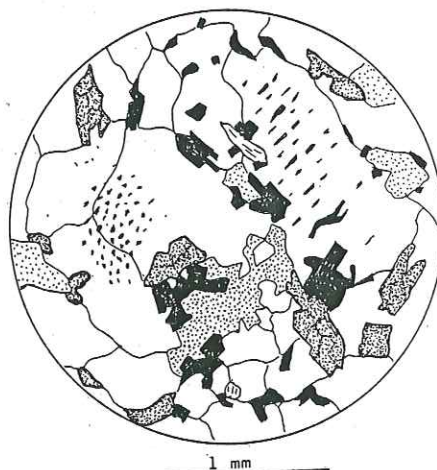


Fig. 21. Gneiss à grandes albites. Grands porphyroblastes d'albite très limpide, épidote, chlorite et oxydes. La Barma.

Il y a lieu de rattacher à ces gneiss rubanés des gneiss riches en porphyroblastes d'albite qui se développent en emprisonnant une ancienne schistosité. Au col des Chevaux, ce faciès est associé à des gneiss rubanés, mais tel n'est pas toujours le cas. Dans le torrent de la Croix (fig. 21), des gneiss à très grosses albites, riches en inclusions orientées, ressemblent beaucoup, à l'affleurement, à un gneiss banal.

5. Les amphibolites

Les amphibolites diffèrent des niveaux basiques décrits ci-dessus par leur mode de gisement: ce sont des masses lenticulaires, épaisses de 1 à 5 m, et d'extension latérale limitée à quelques mètres ou dizaines de mètres. Il pourrait s'agir de niveaux très épais des gneiss rubanés et disposés en

boudins. Elles sont spécialement abondantes dans le verrou de Bourg St. Pierre, justement là où devraient passer les gneiss rubanés. Leurs affleurements les plus septentrionaux se trouvent dans les rochers qui dominent le sentier des alpages de la Dreutze et du Coeur, à 2100 m d'altitude.

Leur composition est assez variable pour qu'il soit vain de vouloir en donner une moyenne. L'amphibole est une hornblende pléochroïque entre le vert et le bleu vert; elle constitue la totalité de quelques échantillons (fig. 22), mais le plus souvent, elle est accompagnée d'oligoclase (jusqu'à 20% An) plus ou moins séricitisée ou d'albite (0-10% An) limpide et plus tardive. Avec ces albites, une chlorite très pâle semble issue de l'altération des amphiboles ou de celle d'une biotite totalement disparue (fig. 23). L'épidote est toujours présente, sous forme d'agrégats grisâtres de très petits grains, ou sous forme de grands cristaux de pistachite, ou, plus rarement, de clinozoïsité. La calcite peut faire jusqu'à 10% de la roche. Quartz et micas blancs sont exceptionnels, contrairement au sphène, toujours présent, souvent en auréole autour de minéraux opaques. L'apatite est également ubiquiste, en petits grains.

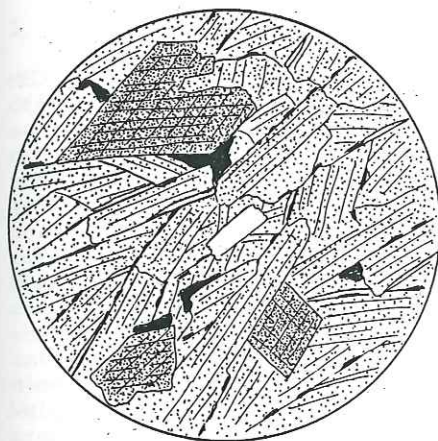


Fig. 22. Amphibolite composée presque exclusivement de hornblende; un cristal de mica blanc et des minéraux opaques. T. de la Croix entre route et Drance.



Fig. 23. Amphibolite montrant une forte rétrogenèse: chlorite, épidote, amphibole et albite limpide. Début de la galerie au-dessus de Bourg St. Pierre.

6. Les diorites

Il s'agit d'une roche particulière affleurant derrière la fontaine du haut du village de Bourg St. Pierre, près de l'église. Elle est grenue, plutôt claire, d'aspect granitique.

Au microscope, elle montre une texture granoblastique avec des minéraux atteignant 5 mm. A 70% il s'agit de feldspaths qui, pour moitié, sont des microclines. Les plagioclases, relativement bien conservés, donnent des compositions variant entre 20 et 40% An. Ils sont souvent plus purs sur leurs bords que dans leur partie centrale. Les autres minéraux sont l'épidote (10%), la hornblende (10%) dont les bords sont altérés par le plagioclase, la chlorite (5%) et, pour le reste: biotite, quartz, apatite, sphène en proportion à peu près identique.

C. L'ENSEMBLE DU MONT MORT

Cette unité n'est caractérisée que par son originalité pétrographique; structuralement, elle n'est pas séparée de l'Ensemble de Bourg St. Pierre. Il s'agit des "gneiss à minéraux de la feuille Grand St. Bernard (OULIANOFF 1958), terme qui souligne bien la particularité de cette unité. Le Mont Mort, sur la crête frontrière, s'élève en son milieu. Epaisse ici de 200 m, elle se réduit rapidement vers le N, pour disparaître au droit de Bourg St. Pierre.

Cet Ensemble comprend trois types de roches assez voisins les uns des autres et qui dessinent des bandes parallèles. De l'extérieur vers l'intérieur de l'arc alpin, ce sont:

- une zone de micaschistes riches en grenat,
- une zone de micaschistes à grenat et staurotide,
- une étroite zone de gneiss amphibolitique

1. Les micaschistes à grenat

HEDIGER (1979, 1980) a individualisé une zone d'environ 300 m d'épaisseur, définie comme micaschisteuse particulièrement riche en grenat. Elle traverse la frontière entre le Petit Mont Mort et le Grand Mont Mort pour atteindre la route du col entre l'Hospitalet et la Combe Marchanda: là se trouvent les affleurements les plus facilement visitables; on y voit des micaschistes à grain relativement fin, gris, plutôt clairs, avec de grands micas blancs sur les surfaces de schistosité, micas qui moulent les irrégularités de la roche. Plus au N, ces micaschistes franchissent l'arête des Becs Noirs dans sa portion la plus basse, pour disparaître ensuite sous la couverture quaternaire. Sur le versant droit de la vallée, les têtes de couches ne donnent pas d'assez bons affleurements pour que la localisation de cette assise soit possible. Elle passe très probablement sur la rive méridionale du lac des Toules, dans les rochers des galeries pare-avalanches. Malgré ces imprécisions, il semble certain que l'unité tend à s'amincir progressivement vers le N et qu'elle disparaît dans la région de Peta Crot; il n'y en a plus trace au Valsorey.

Relativement constante d'un échantillon à l'autre, la composition moyenne est la suivante:

quartz	26 %
plagioclase	19
mica blanc	21
séricite	20
biotite	1
chlorite	8
grenat	4

Les minéraux accessoires sont: la tourmaline, l'apatite (plutôt rare), le sphène et l'épidote; seuls les minéraux opaques sont toujours assez abondants.

Les grenats sont souvent très gros, partiellement ou totalement remplacés par de la chlorite; les paillettes de mica blanc qui accompagnent le grenat sont également de grande taille (fig. 24). Le plagioclase, une oligoclase à 20% An, est rarement déterminable à cause de la forte séricitisation. Dans la région du Plan des Dames, ces micaschistes ont livré de grands cristaux d'andalousite très limpide, accompagnés de staurotide et de sillimanite dans sa variété fibrolitique et associés à de grandes biotites (fig. 25). Il pourrait se faire qu'une partie de la séricite provienne de la complète altération de la staurotide: de minuscules aiguilles de chloritoïde y sont parfois mêlées.

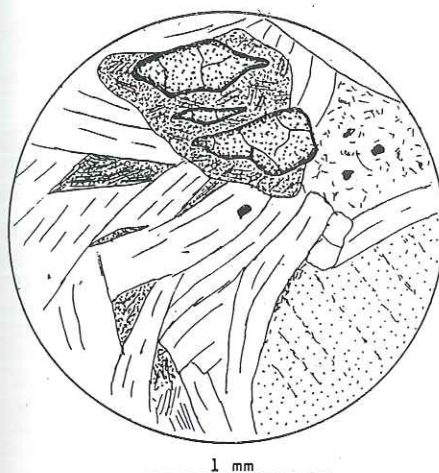


Fig. 24. Micaschiste avec grenat fortement altéré en chlorite, accompagné par de l'albite, de la séricite, du mica blanc et de la chlorite. La Tsarmette, pt. 2190,5.



Fig. 25. Micaschiste à sillimanite. Gerbes de cristaux très fins avec quartz et biotite. Plan des Dames, au bord de la route du col.

2. Les micaschistes à grenat et staurotide

Etant donné les conditions topographiques, ces roches n'affleurent qu'en des endroits assez éloignés des routes. Elles passent la frontière entre le Mont Mort et la Pte. de Barasson pour constituer les rochers et l'arête de Tcholeire du côté suisse: leur épaisseur, dans cette portion méridionale, est d'environ 1100 m. Au-dessous de la cote 2500 m, elles sont cachées dans toute la région de Plan de Tcholeire, puis elles réapparaissent dans l'arête des Becs Noirs où elles ont été bien étudiées par HEDIGER (1979). En direction du N, ces micaschistes sont sporadiquement visibles dans la combe de Menouve, puis dans les pentes tassées du Plan de Jeu - les Ballerones. Vu les mauvaises conditions d'affleurement, il est impossible de savoir exactement comment et où se termine cette unité, mais, dans les escarpements de la rive gauche du Valsorey, elle semble avoir disparu. A la place où elle devrait passer, il n'y a que le petit vallon sec emprunté par le sentier de Tsalevey: c'est sans doute une zone écrasée et la tectonique est probablement responsable de la terminaison septentrionale de ces micaschistes.

Ils sont repérables de loin à leur patine sombre (ils ont donné leur nom aux Becs Noirs): gris, gris brun à rouille. Ce sont des roches assez grossières où les minéraux ont facilement 5 mm de diamètre. Les grandes paillettes de mica blanc font miroiter les surfaces de schistosité: c'est là une de leurs caractéristiques dominante. Les surfaces patinées sont facilement râpeuses, couvertes de petites aspérités, qui sont des grenats et des staurotides mis en relief par l'altération. Moins abondante, la biotite est pourtant visible à l'œil nu.

Ces micaschistes sont très homogènes quant à leur composition:

quartz	24 %
plagioclase	7
mica blanc	34
séricite	9
biotite	8
chlorite	3
chloritaïde	3
grenat	8
staurotide	4

Parmi les minéraux accessoires, la tourmaline et les opaques sont abondants et fréquents. Plus rares: oxychlorite, épidote, apatite; très rares: zircon et sphène.

Les textures sont grano- ou porphyroblastiques: les minéraux frappent alors par leur fraîcheur car, altérés, ils sont associés dans des textures lépidoblastiques.

Les plagioclases sont représentés par une oligoclase (15-20% An) en grands cristaux qui peuvent être parfaitement limpides, mais qui sont le plus souvent saupoudrés de séricite, rarement au point de perdre leur transparence. La staurotide également se présente fréquemment en cristaux parfaitement purs et idiomorphes, marqués tout au plus de quelques craquelures (fig. 26). L'altération la plus courante consiste en un remplacement par de la séricite très fine, souvent accompagnée des aiguilles d'un chloritoïde gris, croissant en principe à partir du cœur des cristaux (fig. 27); ils peuvent à eux seuls, et à l'exclusion de la séricite, pseudomorphoser la staurotide.

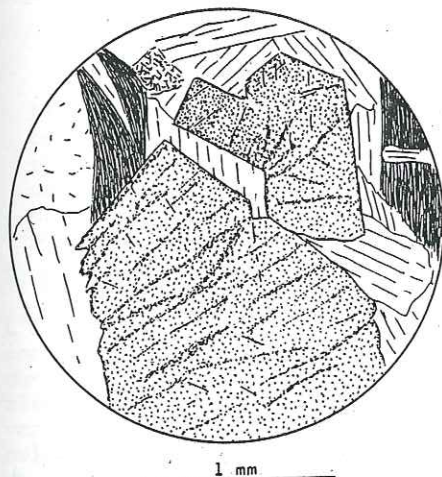


Fig. 26. Grands cristaux idiomorphes de staurotide accompagnés de biotite, de mica blanc et d'albite.
Combe de Barasson.

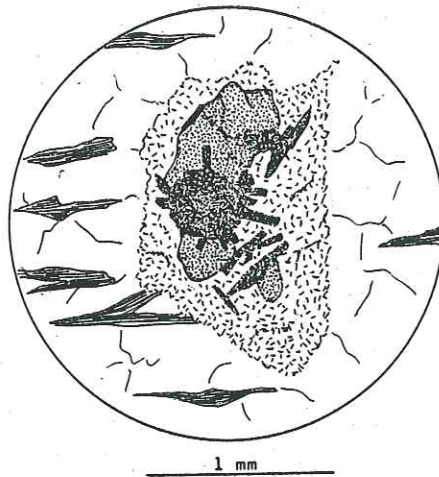


Fig. 27. Cristal de staurotide pseudomorphosé par de la séricite; en son centre, encore de la staurotide et du chloritoïde. Quartz et biotite en fond.
Plan de Tcholeire.

Il existe d'autres phénomènes d'altération: ce sont de grandes surfaces de transparence variable, avec des taches géométriquement disposées, occupées par un agrégat de minuscules cristaux (séricite + chlorite + chloritoïde?). Chose curieuse, dans la même lame peuvent voisiner des staurolites parfaitement fraîches et ces agrégats à textures fantomatiques. Quelques cas montrent qu'il s'agit, au moins partiellement, de produits d'altération de la séricite (fig. 28).

Les grenats ont en général entre 3 et 5 mm; mais des individus peuvent dépasser le centimètre. Certains sont très purs et idiomorphes (fig. 29), mais, le plus souvent, ils sont envahis par de la chlorite très finement cristallisée et ceci, sans modification de la forme initiale du cristal.

Mica blanc et mica noir, avec leurs grandes paillettes, occupent une place particulière dans l'histoire de ces roches; leur cas sera examiné plus loin. La chlorite est peu abondante, issue de l'altération des grenats, plus rarement, de celle de la biotite. La séricite, de même, résulte presque toujours de l'altération de la staurotide. L'épidote est presque absente. Il y a quelques beaux prismes de tourmaline. L'apatite est de loin moins bien re-

présentée que dans les gneiss de la Chenalette. Le sphène aussi est rare.



Fig. 28. Agrégat de minuscules cristaux d'altération préservant une ancienne structure. En haut à gauche une staurotide intacte. Mica blanc et séricite. Bourg St. Bernard.

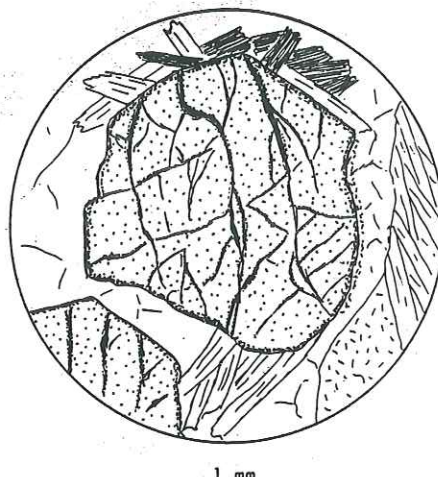


Fig. 29. Gros grenat très frais sur un fond de quartz, mica blanc, biotite et séricite. Arête des Becs Noirs.

3. Les gneiss amphibolitiques

L'Ensemble du Mt. Mort se termine par un niveau d'une centaine de mètres caractérisé par la présence d'un gneiss rubané verdâtre, amphibolitique, dans lequel de véritables amphibolites sont exceptionnelles. Relativement résistants à l'érosion, ces gneiss déterminent quelques escarpements au versant N de la Pte. de Barasson, à l'E de Tête Rouge, à l'arrière du point culminant des Becs noirs et dans la crête rocheuse qui sépare les combes de Menouve et des Darreys. On les devine encore au-dessus du Plan de Jeu, fortement réduits, juste avant la zone des forts balancements superficiels où ils disparaissent. Il n'est évidemment pas exclu qu'ils correspondent aux gneiss rubanés affleurant en rive droite du Valsorey, ainsi que cela avait été supposé précédemment (BRODBEK et al 1980), mais leur pétrographie ne plaide pas la cause de cette corrélation.

En effet, ces gneiss amphibolitiques sont des roches à texture lépidoblastique qui n'ont pas livré de grenat (ou qui contiennent des grenats si petits qu'ils ont passé inaperçus). En revanche, ils contiennent toujours beaucoup de sphène qui peut constituer jusqu'à 20% de la roche et d'épidote (pistachite) qui arrive, elle, à 40% dans quelques échantillons.

Il est assez rare que la hornblende soit le minéral unique de la roche (fig. 30); elle est généralement accompagnée d'une grande quantité de séricite (fig. 31) et, dans les niveaux plus clairs, le quartz est abondant. Le plagioclase est toujours peu représenté. La chlorite se substitue souvent à la hornblende qui, dans d'autres cas, est remplacée par de petites aiguilles vert clair, probablement de l'actinote. Le glaucophane n'a pas été déterminé avec certitude parmi les amphiboles qui sont souvent bleutées. La calcite est sporadique. Les apatites, abondantes, sont toujours maculées de fines inclusions.

Avec leur séricite abondante, leurs gros grains d'apatite, ces gneiss ne

sont pas sans rappeler certains faciès de la Chenalette.



Fig. 30. Amphibolite très riche en hornblende, avec sphène, épidote en grains minuscules et albite limpide. Torrent de Perche.

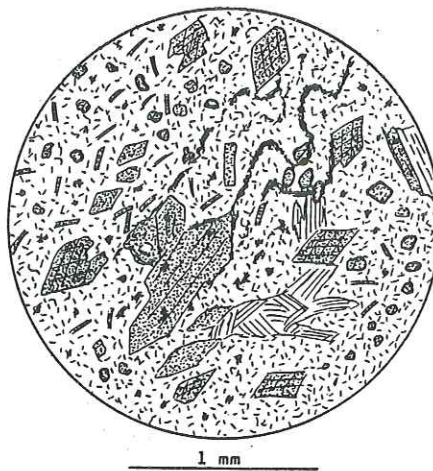


Fig. 31. Amphibolite impure. Phénocristaux de hornblende, grains d'épidote, chlorite, séricite, opaques. Torrent de Perche.

D. LA LAME GNEISSIQUE DE TSOUSSE

En arrière de la Zone du Ruitor proprement dite, et séparée d'elle par 100 à 200 m de quartzites du Permo-carbonifère, revient une lame de gneiss qui, à cause de sa pétrographie, doit être rattachée au Ruitor. Le nom proposé ici vient du fait qu'elle est particulièrement bien visible dans l'arête W de la Croix de Tsousse; elle affleure également bien vers le sommet et de la Chaux de Tsousse et derrière les chalets du petit alpage de Tsousse.

La coupe de l'arête W de la Croix de Tsousse a été partiellement établie à partir d'éléments réunis par VALENTINI (1981) (fig. 32):

1. Affleurant mal, dans la partie supérieure des alpages, des gneiss plus ou moins rubanés qui appartiennent encore à la Zone du Ruitor proprement dite.
2. Ils sont surmontés par une centaine de mètres de schistes quartzeux et finement noduleux, résultant probablement du broyage des quartzites.
3. Quartzites massifs ou schisteux, purs ou micacés, fins ou conglomératiques, compacts ou riches en carbonates et alors vacuolaires en surface; épaisseur: 150 m.
4. Gneiss rubanés amphibolitiques, se terminant par une zone fortement broyée et schisteuse, 100 m. Il ne s'agit pas d'une unité régulière, mais d'une série de lentilles, plus ou moins continues, de matériel amphibolitique, prises dans des gneiss rubanés ou quartzitiques. C'est la lame de Tsousse.
5. Quartzites plus ou moins micacés, albitiques et localement conglomératiques, 100 m.
6. Pas très différents des précédents viennent des quartzites plus massifs sur environ 100 m.
7. Zone de schistes à grandes paillettes de mica provenant probablement de l'écrasement de gneiss. Un peu au S de la crête, ces schistes détermi-

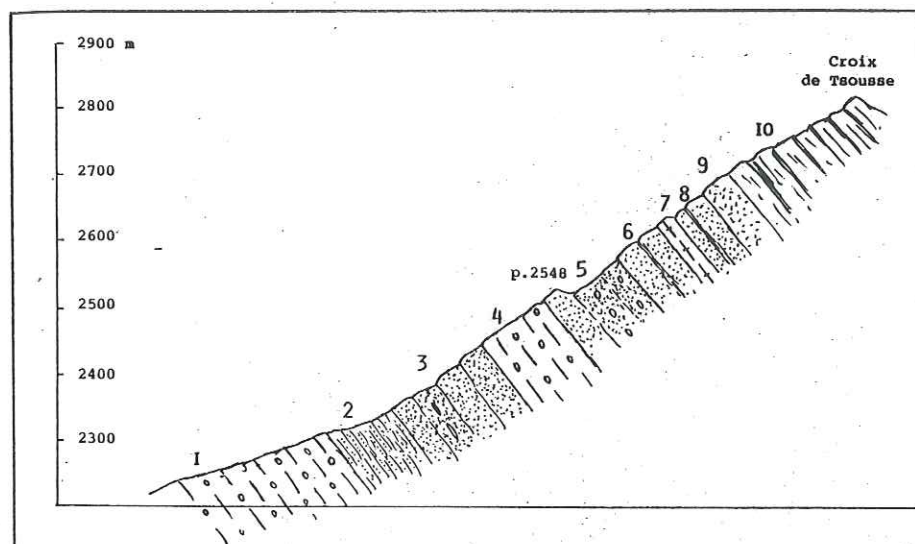


Fig. 32. Coupe de l'arête W de la Croix de Tsousse.

nant une modeste dépression jalonnée de sources: C'est la lame gneissique du Rogneux (Z. de Siviez).

8. Quartzites albitiques avec quelques niveaux chloriteux, 40 m.
9. Quartzites albitiques identiques aux précédents, mais plus massifs, 40 m.
10. Gneiss de la Zone du Métailler. Ils sont assez semblables aux précédents pour que la limite entre les deux soit conjecturale.

En direction du S, cette lame de gneiss se suit plus ou moins facilement dans les hauts alpages partiellement recouverts par les formations récentes; la coupe du torrent de Perche la met à nouveau bien au jour (fig. 43).

De Tsousse en direction du N, les gneiss de cette lame sont difficilement repérables: ils semblent perdre leur composante basique et, devenus très clairs, ils ressemblent à s'y méprendre aux quartzites qui les accompagnent. Le seul critère de terrain reste la présence de grandes paillettes de mica blanc moulées sur les aspérités de la roche, ce qui a permis de noter leur présence dans les travaux de la petite conduite forcée du versant droit du Valsorey (confirmée par la découverte du chloritoïde par CRISINEL), puis dans le torrent de la Croix là où passe la route montant à Azerin. Ensuite les affleurements sont mauvais jusqu'au torrent d'Allèves. Il semble que cette lame de gneiss disparaisse là, puisqu'elle n'est plus présente dans la coupe de l'alpage du Coeur (Fig. 33):

1. Dans la partie inférieure du torrent, les quartzites micacés du Permocarboneux sont en contact avec les gneiss du Rutor. Ces quartzites sont recoupés, à 1900 m, par le bisse qui alimente la région des Barmes.
2. Dans la falaise qui domine la prise d'eau de ce bisse, passent des gneiss blancs très difficiles à discerner des quartzites. Ces gneiss contiennent localement, et en grande quantité, de gros grenats. Ils sont dans le prolongement et dans la position structurale de la lame de Tsousse; or on ne les retrouve pas à l'alpage du Coeur. Par ailleurs, au-dessus de ces gneiss, les deux coupes, celle du torrent et celle de l'alpage, sont identiques.

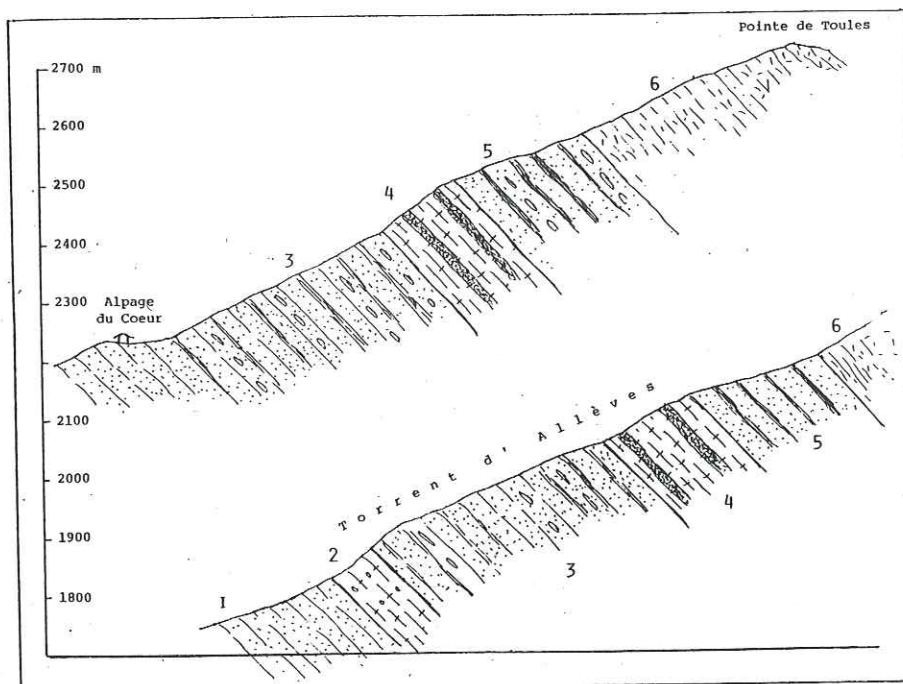


Fig. 33. Coupes du torrent d'Allèves et de la crête du Coeur aux Toules

3. Quartzites micacés, localement conglomératiques, souvent riches en niveaux plus ou moins chloriteux: 400 m d'affleurements de mauvaise qualité, sauf à la base de la paroi bordant le versant du torrent. Les niveaux chloriteux contiennent des porphyroblastes d'albite bien reproductibles à la loupe.
4. Gneiss clairs, plus ou moins massifs qui se rattachent à la lame du Rognieux. Ils contiennent au moins un niveau qui peut être attribué aux gneiss du Thyon et quelques amphibolites.
5. Quartzites albitiques et conglomératiques accompagnés de chloritoschistes carbonatés, 200 m.
6. Gneiss albitiques de la Zone du Métailler.

Les roches de cette unité de Tsousse comprennent donc des gneiss et des assises basiques, avec les compositions moyennes suivantes:

	gneiss	roches basiques
quartz	24 %	21 %
plagioclase	34	19
mica blanc	16	15
séricite	9	-
biotite	1	1
chlorite	11	8
hornblende	-	14
actinote	-	1
glaucofane	-	5
épidote	-	3
calcite	-	2
grenat	-	2
sphène	-	4
min. opaques	1	1
tourmaline	1	-

Comme les micaschistes de la Zone du Rutor, les roches de la lame de Tsoussse contiennent de gros minéraux, parmi lesquels de la staurotide. Elle est rarement conservée (fig. 34) car elle est le plus souvent pseudomorphosée par de la séricite et du chloritoïde. A côté de la staurotide, des biotites rougeâtres, de grandes paillettes de mica blanc et de gros grenats altérés mais non déformés complètent l'analogie avec les roches du Rutor. Les grenats sont particulièrement abondants dans les niveaux amphibolitiques, souvent accompagnés par de la calcite (fig. 35). De plus, la calcite peut apparaître comme produit de l'altération du grenat, à côté de l'épidote.

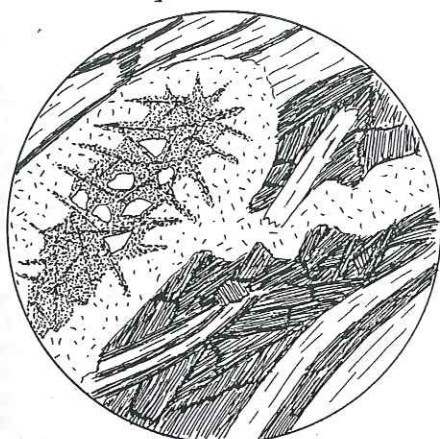


Fig. 34. Staurotide remplacée par de la séricite et des aiguilles de chloritoïde; au centre, des restes de staurotide (en blanc). Biotite et mica blanc. Arête W de la Croix de Tsoussse.

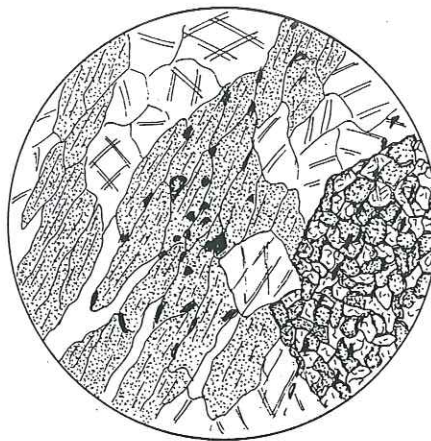


Fig. 35. Roche amphibolitique. Grands cristaux de hornblende, calcite, grenat altéré avec apparition de calcite et phyllosilicates. Minéraux opaques. Arête W de la Croix de Tsoussse.

Les unités lithologiques ne montrent que peu de continuité dans cette lame, mais c'est un phénomène dû à la tectonique. Vers le S, elle se complique encore, car, au milieu des gneiss, apparaissent des assises calcitiques et des ovaridites. Il s'agit probablement de plis très laminés affectant le Permo-carbonifère (torrent de Perche, entre 2350 et 2450 m).

E. RESUME ET CONCLUSIONS

Dans sa partie la plus septentrionale, la Zone du Rutor est privée de l'unité qui semblait la caractériser vers le S, et elle se trouve subdivisée en trois sous-unités séparées par du Permo-carbonifère:

- L'Ensemble de la Chenalette
- Les Ensembles de Bourg St. Pierre et du Mt. Mort.
- La lame de Tsoussse

Des subdivisions assez voisines avaient été pressenties par DAL PAZ et GOVI (1965) dans le Val d'Aoste. Cependant, en direction du N, les unités les plus internes sont les premières à disparaître.

Les micaschistes du Mt. Mort ont parfaitement conservé la trace d'un métamorphisme ayant atteint le faciès amphibolitique, caractérisé par la présence d'andalousite, sillimanite, grenat, biotite et oligoclase. OULIANOFF (1958) signale également la présence du disthène que je n'ai pas retrouvé.

Au premier coup d'oeil, les gneiss de la Chenalette se reconnaissent des précédents par leur grain plus fin, leur aspect plus mylonitique. Des miné-

raux comme le glaucophane, l'actinote, la chlorite, l'albite, le stilpnomé-lane témoignent d'un métamorphisme dans le faciès schistes verts. Du métamorphisme précédent sont restés l'amphibole, le grenat et la biotite.

Que pouvaient être ces roches initialement? Les micaschistes du Mt. Mort doivent être issus de séries particulièrement alumineuses; une formation argileuse pourrait convenir; elle aurait été monotone, puisque ces micaschistes sont homogènes. Les gneiss de la Chenalette et ceux de Bourg St. Pierre contiennent davantage de quartz: peut-être proviennent-ils de grès, éventuellement accompagnés de niveaux marneux qui ont donné naissance aux gneiss rubanés. Des intrusions basiques ou des coulées seraient à l'origine des amphibolites.

ELLENBERGER (1958 a, p. 97, 1958 b) puis SCHAEER (1959) ont visité les affleurements de la route du col au-dessus de Liddes et ont proposé de rattacher les gneiss ocellés aux gneiss du Sappey, donc à des séries du Permien. Ils ont peut-être raison et j'aurais de la peine à démontrer leur appartenance, ici admise, au socle gneissique du Rutor. THELIN (1982) s'en est chargé partiellement en établissant que ces gneiss ocellés ne peuvent en aucun cas être parallélisés à ceux du Sappey.

Reste qu'on ne sait pratiquement rien de l'âge de ces formations. Les massifs cristallins externes, actuellement assez proches, fournissent toute une série de données; au moment de la sédimentation, ces massifs étaient bien distants et des corrélations crédibles sont difficiles à établir. Les gneiss des Aiguilles Rouges (OULIANOFF 1924, BELLIAIRE 1958, VON RAUMER 1976, BLANC 1976) présentent de grandes analogies minéralogiques avec ceux du Mt. Mort; ils sont souvent associés à des gneiss ocellés. VON RAUMER (1976) pense que ces gneiss sont issus d'un métamorphisme très ancien, au moins dans le massif du Mt. Blanc, le plus proche de notre région.

Des schistes graphiteux, des quartzites, des chloritoschistes constituent le gros de la Série verte de BORDET (KRUMMENACHER et al. 1965); mais il s'agit d'une assise très épaisse, alors que BELLIAIRE et STREEL (1980) démontrent paléontologiquement l'âge viséen d'une série détritique fine au S du massif des Aiguilles Rouges. Ces caractéristiques rappellent celles des schistes graphiteux de l'Ensemble de la Chenalette.

En ce domaine, tout reste à faire.

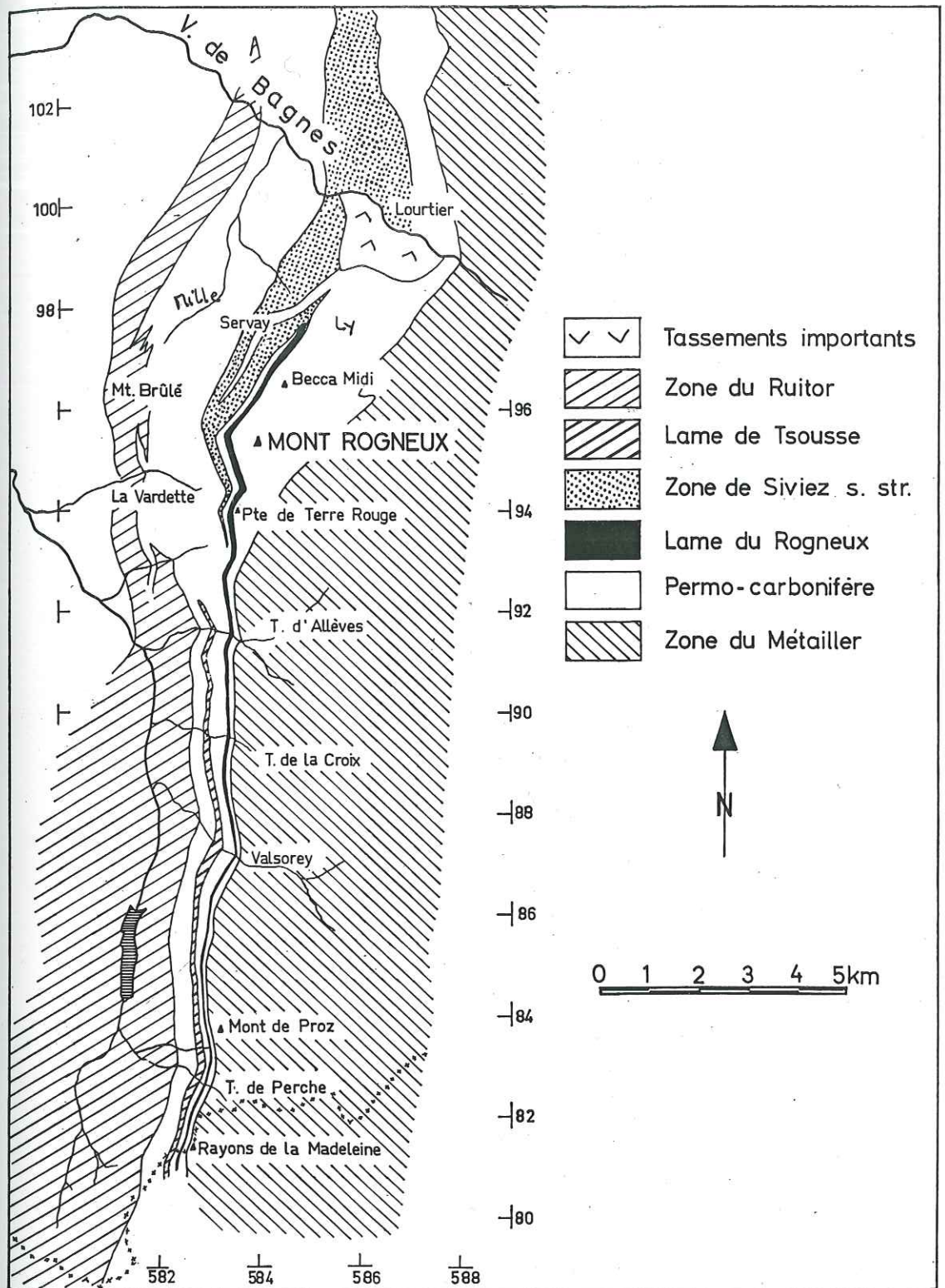


Fig. 36. Carte de la Zone de Siviez.

II. LA ZONE DE SIVIEZ

L'attribution à la Zone de Siviez (= Z. des Mischabel) des gneiss qui affleurent dans la portion NE du terrain étudié n'est pas douteuse: ils sont dans le prolongement de la Zone de Siviez cartographiée par SCHAER (1959). Il en a donné une description détaillée et a montré que ces gneiss et ceux des Mischabel appartiennent à la même unité.

Ici, il existe deux lames de gneiss et seule la plus externe est le prolongement de celle de SCHAER. La lame plus interne possède cependant la même pétrographie. Elle sera désignée par le terme de lame du Mt. Rogneux, pour la distinguer de la Zone de Siviez au sens strict (s. st.), les deux constituant la Zone de Siviez au sens large (fig. 36).

A. LA ZONE DE SIVIEZ S.ST.

Cette première zone gneissique affleure surtout dans le versant du Val de Bagnes. Comme le faisait déjà remarquer SCHAER, les roches sont fortement laminées et souvent méconnaissables dans les parties profondes des vallées où l'érosion a mis à nu les zones les plus déformées. En revanche, vers l'altitude de 2000 m, les conditions sont bien meilleures. L'arête qui descend de Becca Midi vers le N sur la crête de Servay fournit une coupe presque continue (fig. 37):

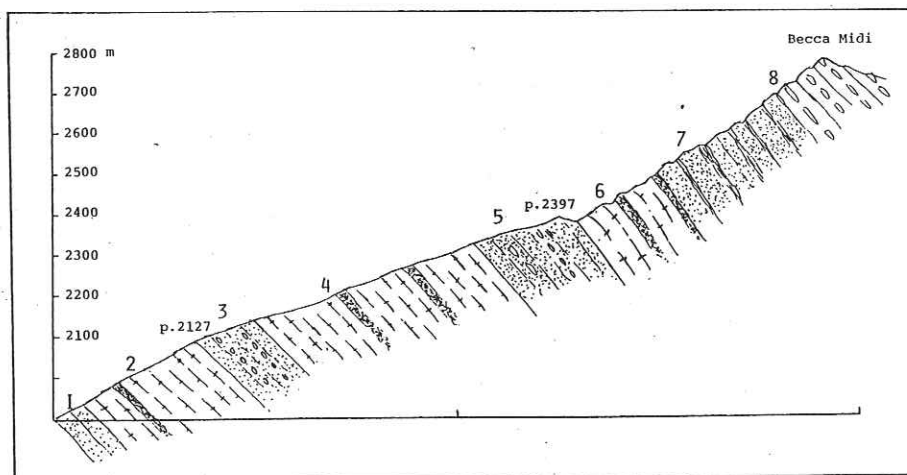


Fig. 37. Coupe de l'arête N de Becca Midi et de la crête de Servay.

1. La partie basse est taillée dans les quartzites micacés jusque vers 2000m. C'est la forêt instable et humide de Pro Pourri au nom évocateur: Permo-carbonifère un peu conglomératique.
2. Les gneiss qui suivent, pauvres en amphibolites, mais grossiers et à grands micas blancs, affleurent mal dans les rhododendrons, mais déterminent les petites parois des cascades sous les Golassons. Socle Siviez.
3. Quartzites vaguement conglomératiques visibles le long du sentier entre le pt. 2127 et les Golassons. Permo-carbonifère.
4. Gneiss à niveaux amphibolitiques, à grands micas blancs dans une pâte elle-même assez grossière. La biotite et le grenat y sont visibles à l'oeil nu. C'est la Zone de Siviez.

5. De 2340 m au petit col du pt. 2397, affleurent des quartzites carbonatés permo-carbonifères, grossiers et localement conglomératiques.
6. Les gneiss qui viennent ensuite ressemblent à ceux de la Zone de Siviez, avec leurs assises grossières, claires et leurs niveaux amphibolitiques. Il s'agit de la lame gneissique du Rogneux.
7. Elle est surmontée de quartzites albitiques interlités de nombreux niveaux chloriteux très foncés. Les carbonates, assez abondants, peuvent même se concentrer en lits centimétriques de carbonate pur à patine ocre.
8. Les conglomérats de la Série du Grand Laget débutent environ 50 m sous le sommet de Becca Midi.

En direction du N, les gneiss de la Zone de Siviez s. st. passent le relief de la forêt des Crêtes entre 1800 et 2100m. Dans la forêt elle-même, il n'y a quasiment pas d'affleurements, mais les gneiss réapparaissent le long de la route de la cabane Brunet où ils se montrent déjà très schisteux. Ils le sont encore davantage dans les prairies de Plana Dzeu où seule la présence de grandes paillettes de mica blanc permet de les reconnaître. De là jusqu'à la Drance et aux limites tracées par SCHAEER, on est dans le domaine des tassements, du moins en ce qui concerne la partie la plus interne de cette Zone.

De l'arête N de Becca-Midi en direction du S, les choses sont un peu plus claires. Les gneiss passent à l'E des chalets des Beutsons où ils sont riches en amphiboles, puis ils montent au-dessus de Plan d'Arolle entre 2100 et 2350 m. Au delà, les éboulis sont abondants jusqu'à la crête du Rogneux que les gneiss franchissent entre 2670 et 2790 m (fig. 42). Ils sont clairs et massifs sur les 150 premiers mètres, déterminant une forte inclinaison de l'arête, plus schisteux et sans doute un peu écrasés sur le reste de l'unité qui ne mesure déjà plus que 300 m. Au-dessus de Plan Sevéreux, seuls les grenats permettent de bien localiser ces gneiss qui sont ici dépourvus d'amphibolites. Les derniers bons affleurements sont observables sur l'arête de la Pointe de Terre Rouge, où ils arrivent à peine à 100 m de puissance (fig. 57). Ils y déterminent un modeste relief, le pt. 2647. Les amphibolites y sont à nouveau présentes, très sombres, serties dans des gneiss clairs.

Plus au S encore, la Zone de Siviez s. st. a disparu.

Les roches ont les compositions moyennes suivantes:

	gneiss	amphibolites
quartz	40 %	2 %
plagioclase	15	25
mica blanc	20	-
séricite	5	-
biotite	1	-
chlorite	10	20
hornblende	-	25
actinote	-	1
calcite	1	4
épidote	2	13
grenat	2	-
apatite	1	-
sphène	-	5
min. opaques	2	3

Le plagioclase est une oligoclase très opacifiée par la présence de séricite et souvent accompagnée d'albite plus limpide. Tous les échantillons de gneiss contiennent en outre du quartz, du mica blanc, de la chlorite, de l'épidote de l'apatite et des minéraux opaques. Biotites et grenats sont déjà plus rares, mais, en leur présence, ces gneiss ressemblent fortement à ceux de la Chenalette (fig. 38). Ce caractère très gneissique peut être effacé par la forte déformation et par la banalisation des minéraux: la chlorite



Fig. 38. Gneiss clair. Quartz, albite, épidote, mica blanc, biotite, grenat, min. opaques. Crête de Servay.

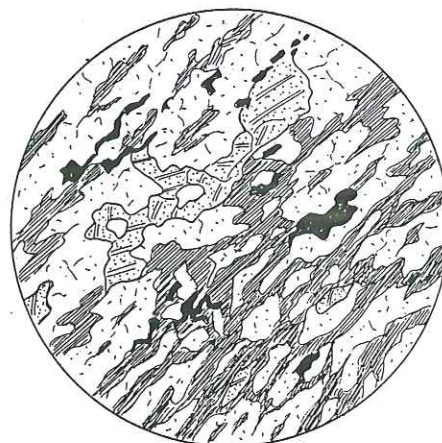


Fig. 39. Gneiss chloriteux banal. Quartz, albite, chlorite très sombre, calcite, min. opaques. Arête du Mt. Rogneux, 2720 m.

remplace la biotite, l'oligoclase disparaît au profit de l'albite, la calcite apparaît: la roche commence à ressembler à un quartzite albitique et chloriteux très semblable à ceux du Permo-carbonifère (fig. 39).

La confusion est encore plus facile en présence des grandes paillettes de mica blanc, surtout si la chlorite devient plus pâle (fig. 41). Dans ces cas l'attribution aux gneiss de Siviez n'a été possible que grâce au voisinage de roches plus facilement reconnaissables.

Les amphibolites sont, elles, caractérisées par la présence de grands cristaux plus ou moins idiomorphes de pistachite, bordés de petites aiguilles de haute réfringence, probablement de l'actinote (fig. 41). Les hornblendes présentes sont très pâles.

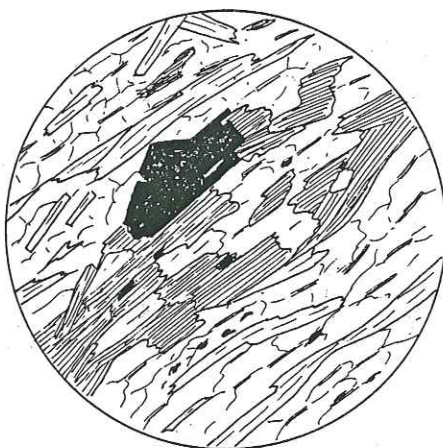


Fig. 40. Gneiss de Siviez dans un faciès très banal: quartz, albite, mica blanc, chlorite pâle et minéraux opaques. Arête du Rogneux, 2760 m.



Fig. 41. Amphibolite de la Zone de Siviez: amphibole vert pâle, pistachite en grands cristaux bordés d'actinote, albite. Les Beutsons.

B. LA LAME DES GNEISS DU ROGNEUX

La présence des gneiss de Thyon dans cette unité permet de la rapprocher de l'unité précédente, mais les relations géométriques restent douteuses: c'est la raison pour laquelle un nom spécial lui a été attribué. Dans le versant de la vallée de Bagnes, elle n'est connue que au-dessus de la route de la cabane Brunet où elle ne semble pas dépasser une dizaine de mètres. Dans l'arête de Becca Midi (fig. 37, niveau 4), elle a déjà 200 m d'épaisseur; elle en a 250 sur l'arête W du Mt. Rogneux où ses affleurements sont excellents et où les types de roche sont à la fois bien différenciés et, localement, fortement déformés. La coupe de cette arête est la suivante (fig. 42):

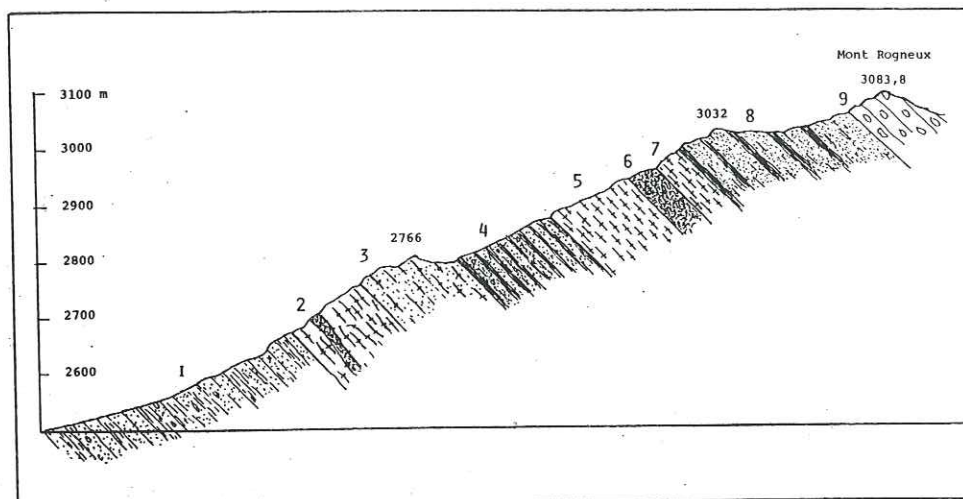


Fig. 42. Coupe de l'arête W du Rogneux

1. Elle débute au col des Oujets de Mille, par des quartzites plus ou moins riches en mica blanc, en albite et en calcite. Ces assises monotones sont souvent perturbées par de nombreux petits plis de rétrocharriage et par le clivage axial qui les accompagne.
2. Dès 2670 m, les assises deviennent nettement plus massives, et la pente, plus raide et ceci jusqu'à 2750 m. Base de la Zone de Siviez.
3. De 2750 à 2790 m, les caractères de la roche sont plus ambigus; l'arête est toujours raide et ruiniforme, avec de petits sommets comme le pt. 2766, et de courtes dépressions où les affleurements sont mauvais (failles?). Il s'agit très probablement de gneiss écrasés.
4. Dès 2790 m l'arête est taillée dans une alternance de quartzites albitiques et de chloritoschistes en bancs décimétriques, et ce régime se poursuit jusqu'à 2870 m.
5. Entre 2870 et 2930 m, affleurent largement les gneiss de Thyon. C'est ici le meilleur affleurement de cette roche si typique. Elle se présente comme un granito-gneiss clair, grossier, dessinant dans le paysage une bande presque blanche repérable de loin.
6. Les gneiss de Thyon sont surmontés par un niveau d'amphibolite épais d'une cinquantaine de mètres. Bordant d'une frange sombre les gneiss clairs de Thyon, ils sont particulièrement visibles dans les rochers sous la Croix de Biselx.
7. Entre 2950 et 2980 m, reviennent les gneiss de Thyon, mais l'assise est grossièrement stratifiée par l'alternance de niveaux plus chloriteux. Le microscope a permis de démontrer que ces niveaux clairs appartiennent aux gneiss de Thyon en révélant la présence de biotite vert sombre.

8. La région du sommet 3032 et du col qui se trouve au-dessus est occupée par une série stratifiée de quartzites albitiques et de chloritoschistes: il s'agit du Permo-carbonifère qui a ici 200 m.

9. Les conglomérats de la Série du Grand Laget.

Cette lame gneissique du Rogneux, si mince soit-elle, a pu être suivie jusqu'à la frontière italienne grâce à la présence soit des amphibolites visibles dans le paysage, soit à celle des grenats qui ne sont souvent détectables que au microscope. Dans la crête de la Pte. de Terre Rouge, gneiss et amphibolites ont encore plus de 150 m d'épaisseur (fig. 57). Au-dessus de l'alpage du Coeur, les gneiss de Thyon sont encore bien reconnaissables (fig. 33, niveau 4). Entre les alpages de Boveire et de Challand, et même jusqu'au Valsorey, la lame du Rogneux n'est cartographiable que grâce aux amphibolites, les gneiss eux-mêmes étant trop semblables aux quartzites encaissants. L'épaisseur de l'unité ne peut qu'être estimée: 100 m à Challand (fig. 60, niv.4). Le torrent du Valsorey recoupe les gneiss dans la petite gorge où est installée la prise hydroélectrique, juste en amont de Cordonna. Sur l'arête de Tsalevey, la lame a peut être 30 m d'épaisseur: elle est bien repérable sous la Croix de Tsousse (fig. 32, niv. 7) et dans le torrent de Perche: fig. 43.

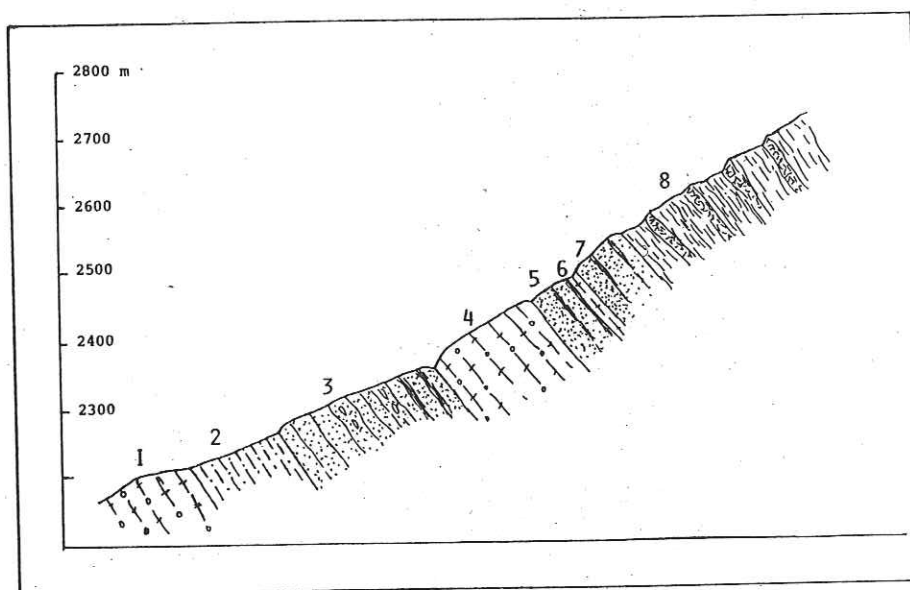


Fig. 43. Coupe du torrent de Perche

1. Socle gneissique du Ruitor, affleurant dans les rochers qui bordent le torrent en rive gauche à 2300 m.
2. Schistes quartzeux, finement noduleux: 100 m; quartzites écrasés.
3. 250 m de quartzites massifs ou schisteux. Ils peuvent devenir grossiers, voire conglomératiques, avec des galets de quartz laiteux. Ils déterminent des affleurements clairs, visibles de loin, sur les deux versants du torrent. Vers le haut, ils contiennent quelques niveaux chloriteux.
4. Entre 2350 et 2450 m, la roche est plus fine et contient quelques grenats: c'est la lame gneissique de Tsousse.
5. Quartzites albitiques, souvent chloriteux, environ 70 m.
6. Gneiss fortement écrasés contenant des grenats, 10 m, peut-être davantage.

7. Quartzites albitiques, environ 100 m.

8. Gneiss albitiques de la Zone du Métailler.

Les gneiss de la lame du Rogneux (niv. 6) se retrouvent sur la crête frontrière près du col de Menouve: les grenats trahissent leur présence discrète.

Le gneiss de cette unité ne présente pas de caractéristique qui le différencie d'un gneiss de la Zone de Siviez, si ce n'est qu'il est plus quartzeux, ce qui n'apparaît pas forcément au niveau de l'échantillon. Les grenats, peu abondants mais presque toujours présents sont parfois leur seul minéral caractéristique (fig. 44) car il arrive que la ressemblance soit forte avec des quartzites (fig. 45)

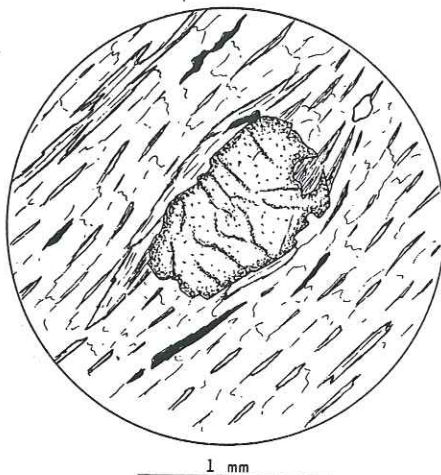


Fig. 44. Gneiss banal de la lame du Rogneux, avec un gros grenat dans une matrice de quartz, mica blanc et chlorite.
SW de Tita di Bou.

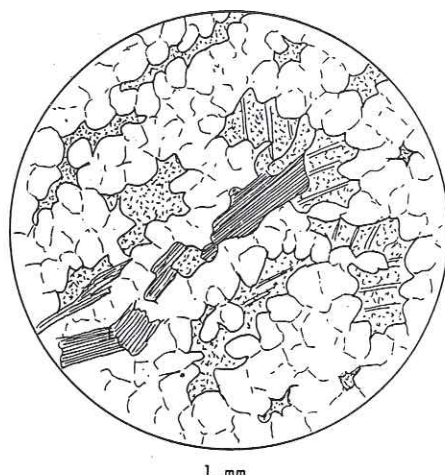


Fig. 45. Gneiss ressemblant à un quartzite: quartz, albite, chlorite et calcite. Voisin de gneiss plus typiques.
Arête du Rogneux, 2930 m.

On ne peut pas exclure la présence de plis très isoclinaux qui feraient voisiner des gneiss et des quartzites. Et la même possibilité doit être envisagée pour les gneiss de Thyon, au cas où ces roches, comme le suppose THELIN (1982) seraient permo-carbonifères.

Cette roche si particulière est caractérisée par la présence de grandes albites en échiquier et l'abondance de petites paillettes d'une biotite verte très pléochroïque. Elle peut être partiellement remplacée par de la chlorite. (fig. 46). Il pourrait se faire que des feldspaths potassiques soient également présents. Ces minéraux sont assez facilement remplacés par d'autres, aussi ces gneiss perdent-ils facilement leurs caractères. Quatre phyllosilicates peuvent y coexister: la biotite verte, le chlorite, le mica blanc et le stilpnomélane (fig. 47). Les compositions sont les suivantes:

	gneiss banal	gneiss de Thyon
quartz	58 %	40 %
plagioclase	19	39
K-feldspath	-	5
mica blanc	10	8
biotite	1	2 (verte)
chlorite	6	1
calcite	2	2
grenat	1	-
épidote	1	-
min. op.	1	-



Fig. 46. Gneiss de Thyon. Dans une pâte quartzeuse, grandes albites, petites paillettes de biotite verte très pléochroïque et chlorite. Arête du Rogneux, 2920 m.

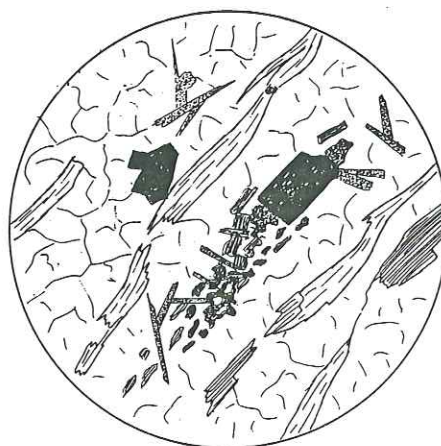


Fig. 47. Gneiss de Thyon très transformé, seule la biotite verte reste intacte; quartz, albite, mica blanc, chlorite, stilpnomélane, oxydes. Arête du Rogneux, 2970 m.

A propos des minéraux accessoires, l'apatite et le sphène sont pratiquement absents dans les gneiss de Thyon où domine le zircon.

Les amphibolites sont composées pour moitié par une hornblende verte qui peut être remplacée par du glaucophane limpide, lui-même bordé de petites aiguilles d'actinote. La chlorite également remplace la hornblende et constitue avec elle des feutrages où les deux espèces minérales sont intimement associées et indiscernables l'une de l'autre en lumière naturelle (fig. 48). De gros cristaux de pistachite rappellent ceux des amphibolites de Siviez et l'albite peut être abondante. Contrairement aux gneiss de Thyon, ces amphibolites sont extrêmement riches en sphène et en apatite. Vers le S, elles semblent assez fortement rétrotransformées; d'abord, il y a disparition complète de la hornblende, alors que la chlorite et le mica deviennent abondants et les grenats sont réduits à l'état de fragments (fig. 49).



Fig. 48. Amphibolite claire: dans une pâte de hornblende et de chlorite, de l'albite, du sphène et de l'épidote en grains minuscules. Arête W du Rogneux, 2940 m.

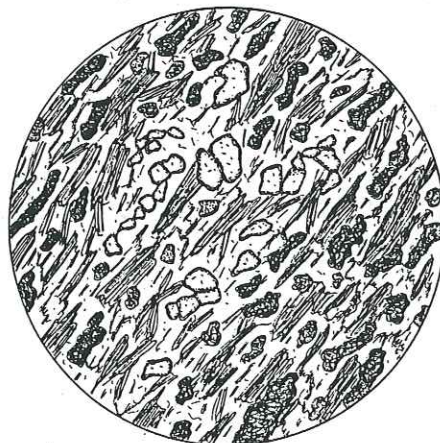


Fig. 49. Amphibolite rétrotransformée. Fond d'albite, cristaux de chlorite et d'épidote accompagnés de fragments de grenats. Les Tsenas, rive droite du Valsorey.

Dans un stade plus poussé de la rétromorphose, c'est une véritable ovarдите qui apparaît, avec de grands porphyroblastes d'albite ocellaire dans une matrice de chlorite; mais ces ovarditites contiennent des grenats, ce qui n'est jamais le cas de celles du Permo-carbonifère. En l'absence du grenat, ces ovarditites seraient indiscernables les unes des autres, tout comme les gneiss rétro-morphosés deviennent indiscernables des quartzites (voir. fig. 40).

Leurs compositions sont les suivantes:

	amphibolites fraîches	amphibolites rétromorphosées
quartz	10 %	10 %
plagioclase	13	30
mica blanc	1	17
hornblende	37	-
chlorite	10	25
actinote	1	2
glauco-phane	5	1
calcite	1	1
épidote	13	6
grenat	-	1
sphène	5	5
apatite	1	-

C. RESUME ET CONCLUSIONS

La Zone de Siviez affleure finalement assez peu dans cette région du Valais en comparaison du reste de la nappe des Mischabel; aussi est-il impossible de tirer quelques conclusions régionalement valables de son étude ici.

C'est peut-être à propos des gneiss de Thyon qu'il y a le plus d'informations intéressantes. Signalés par WEGMANN (1923), puis étudiés par VALLET (1948) et par VALLET et GYSIN (1949), enfin par SCHAEER (1959), ils ont donné lieu à une controverse concernant leur origine: orthogneiss ou arkoses. THELIN (1982) semble y mettre un point final en démontrant leur origine sédimentaire. Le fait que ces gneiss alternent, sur l'arête du Rogneux avec des amphibolites plaide la même cause. Une autre controverse concerne leur âge, les uns voulant les rattacher aux gneiss du socle, les autres, aux sédiments du Permo-carbonifère. Ici, ils paraissent toujours liés géométriquement au socle, mais il faut reconnaître, avec THELIN, qu'ils sont dépourvus de minéraux caractéristiques qui permettraient de les rattacher minéralogiquement à ce socle.

Quant au reste, ces gneiss n'ont pas livré d'autres données que celles que SCHAEER a déjà exploitées: "La Zone de Siviez est formée d'un complexe de roches gneissiques montrant les traces évidentes de métamorphisme et d'une tectonique complexe (...) On peut admettre que ces roches sont formées à partir de sédiments détritiques argilo-gréseux, souvent riches en substance organique, lardés de roches volcaniques."

Les relations entre la Zone de Siviez s. st. et la lame gneissique du Rogneux seront discutées dans le chapitre concernant la tectonique.

III. LES COUVERTURES DE PERMO-CARBONIFÈRE

Les Zones du Ruitor et de Siviez sont séparées par des assises détritiques claires d'âge souvent discuté mais rarement déterminé avec précision. En utilisant le terme de Permo-carbonifère, il y a peu de chance de commettre une erreur: ces assises sont situées sous le Trias à quelques kilomètres plus au N (VALLET 1950, SCHAEER 1959) et elles font suite à des schistes noirs du Carbonifère datés par des fossiles (JONGMANS 1950). Ces relations ont été établies dans une région assez proche pour que les fortes analogies de faciès permettent de bonnes corrélations.

Dans la région qui nous intéresse, ce Permo-carbonifère est disposé en trois grandes Zones (fig. 50):

- La Zone Houillère en avant de celle du Ruitor,
- La Zone de Mille entre Ruitor et Siviez,
- La Zone de la Ly, en arrière de celle de Siviez

A. LA ZONE HOUILLÈRE

La Zone Houillère décrite ci-dessous ne comporte que la partie interne de ce qui est habituellement défini comme la Zone Houillère. La partie externe, avec son Trias bien développé, a déjà fait l'objet d'une description détaillée (BURRI 1975).

La limite externe de la zone décrite ici passe dans la dépression des lacs de Fenêtre, puis au col du Névé de la Rousse; elle longe ensuite le torrent de la Combe de l'A, pour disparaître sous les moraines de la région de Chandonne avant d'être à nouveau bien exposée derrière le Six Blanc, au col de Chargerat. Dans le versant de la vallée de Bagnes, toute la Zone, d'ailleurs fort étroite, est cachée par d'importantes masses tassées.

La limite interne est donnée par le contact avec les gneiss du Ruitor. Elle n'est pas toujours facile à localiser, à cause des fortes ressemblances des roches de part et d'autre de cette limite, aussi bien à l'affleurement que en lame mince.

BRODBECK (1979), dans la région frontalière, a réussi à définir quatre unités lithologiques dont l'individualité a tendance à se réduire vers le N, alors que la Zone perd de sa puissance. Ce sont, d'W en E:

- des assises schisteuses et quartzitiques sombres,
- une formation quartzitique claire à niveaux conglomératiques,
- une mince bande de Roches vertes,
- et une assise conglomératique.

1. Les schistes et quartzites sombres

Il s'agit de roches facilement altérées qui déterminent une série de dépressions et de cols. Elles sont à l'origine de nombreux glissements de terrains et de tassements, particulièrement spectaculaires dans la Combe de l'A. Leur épaisseur apparente est de l'ordre de 500 m, mais on ignore le rôle et l'importance des phénomènes tectoniques qui peuvent être considérables.

La série est constituée d'une alternance assez régulière de bancs décimétriques de schistes noirs graphiteux et de quartzites grisâtres. A sa base, il n'y a presque que des schistes et la proportion des quartzites augmente progressivement vers le haut. Le passage aux quartzites qui viennent au-dessus se fait sans solution de continuité: la limite entre les deux unités, quelque peu arbitraire, a souvent été dessinée à la morphologie. La série semble en position normale.

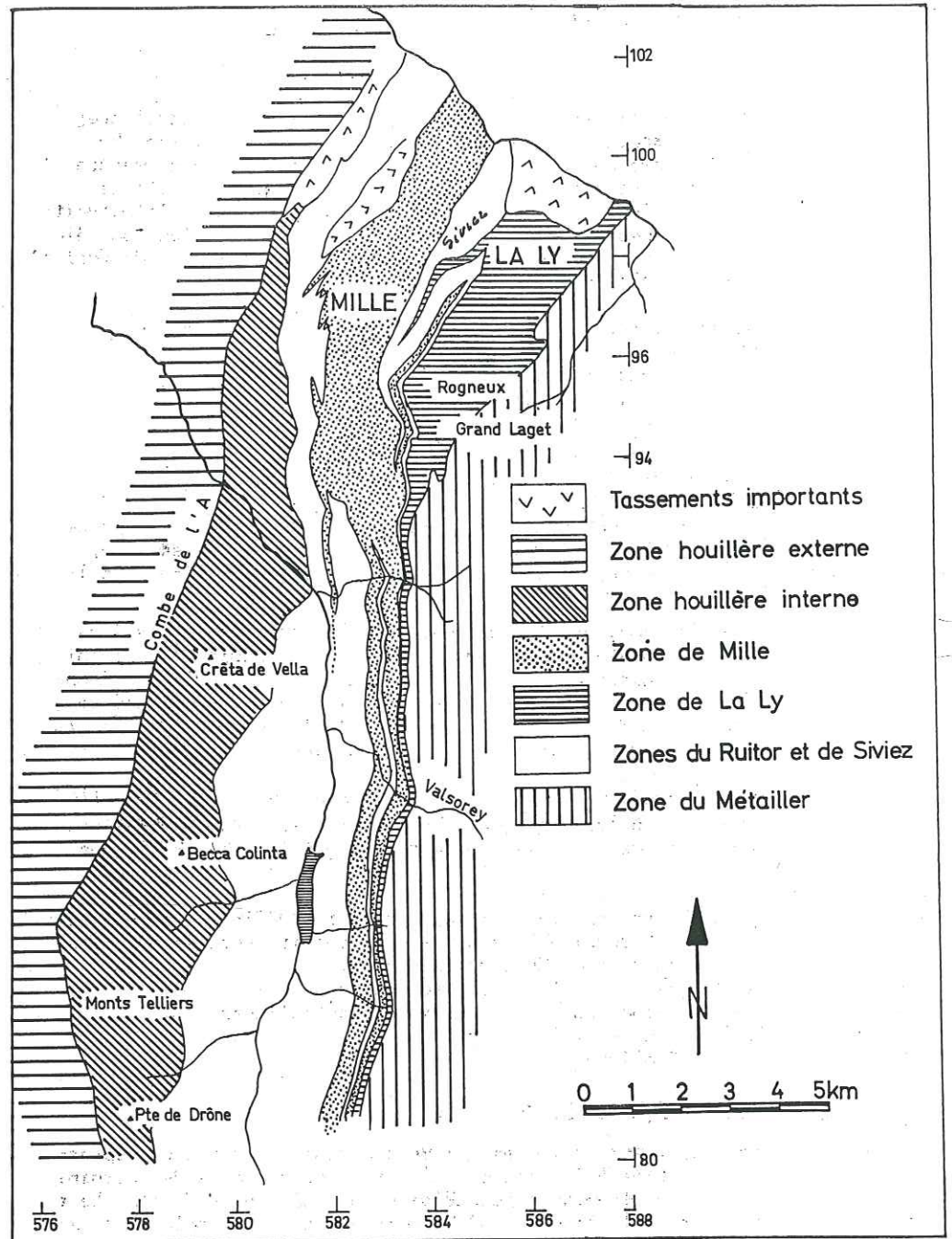


Fig. 50. Carte des différentes Zones de Permo-carbonifère.

La composition moyenne des roches est la suivante:

	schistes	quartzites
quartz	29 %	75 %
albite	22	8
mica blanc	25	10
chlorite	9	4
graphite	5	1

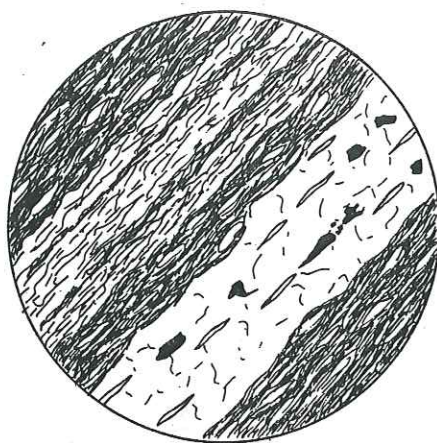


Fig. 51. Schistes rubanés de petits lits de quartz. Quartz, albite, mica blanc, chlorite, graphite, oxydes. Mt. Telliers.

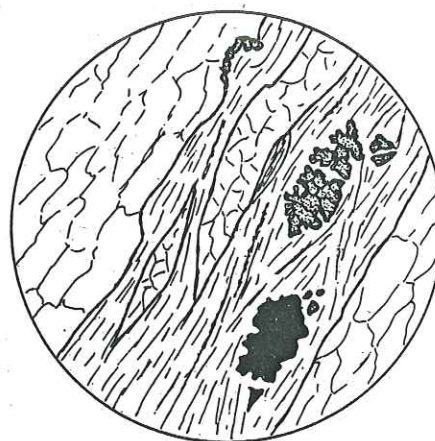


Fig. 52. Quartzite micacé. Quartz, mica blanc, chlorite, grenat et minéraux opaques. Arête des Mts. Telliers.

Dans les schistes, le mica blanc est toujours en très petites paillettes, trop grandes quand même pour être considérées comme de la séricite. Quartz et albite sont souvent disposés en lits, les albites étant plus abondantes dans les lits phylliteux, le quartz pouvant constituer des lits à lui seul (fig. 51). L'albite peut recrystalliser tardivement, en petits porphyroblastes à inclusions orientées (fig. 88).

Les quartzites contiennent toujours plus de 70% de quartz et il existe des niveaux à quartz pur; ils sont pourtant rares et les quartzites sont pratiquement toujours micacés. De nombreux bancs sont riches en grenat, peut-être d'origine détritique (fig. 52). Les minéraux accessoires pourraient avoir la même origine: opatite, zircon, sphère et tourmaline. En revanche, l'épidote (pistachite) qui apparaît sous forme de très petits grains, semble bien autochtone.

2. Les quartzites

Plus résistante à l'érosion, la série quartzitique affleure dans des reliefs trappus, coupés de quelques crêtes ruiniformes: Dt. du Grand Lé, Becca Colinta, Creta Vella, etc... Les phénomènes de tassement peuvent avoir d'impressionnants développements dans cette série aussi, comme au Six du Fratset, qui domine Palasui (BURRI et GRUNER 1976). Vers le N, cette série quartzitique perd rapidement de l'importance; elle est encore présente dans la combe du Vernay, mais il est impossible de savoir si les quartzites du col de Chargerat en sont un dernier affleurement ou s'ils appartiennent à une unité plus interne.

Ces quartzites sont presque toujours assez schisteux, micacés, gris clair ou blancs, argentés et chatoyants, de grain moyen, avec quelques niveaux conglomératiques à galets centimétriques de quartz laiteux blanc. La patine de la roche est parfois rugueuse, ce qui est dû à la présence des carbonates

facilement dissous par les eaux de pluie. Leur composition est la suivante:

quartz	46 %
albite	17
mica blanc	16
chlorite	12
calcite	5
min. opaques	1

Leur aspect, en lame mince, est le même que celui des quartzites de la série précédente, à ceci près que la calcite est souvent présente, dispersée dans la masse de la roche ou constituant de petits lits. Les galets de conglomérat sont faits de grains de quartz fortement engrénés les uns dans les autres, ou, pour les plus petits d'entre eux, de cristaux uniques de quartz ou d'albite maclée en échiquier. Les minéraux accessoires sont aussi les mêmes que dans la série précédente, l'épidote étant plus abondante.

3. Les Roches vertes

Signalées par CABY (1974), retrouvées par BRODBECK (1979), les Roches vertes, comme beaucoup d'éléments de cette Zone, perdent de l'importance en allant du S vers le N. Dans les bons affleurements de la région du Grand Lé, elles comportent un niveau de Roches vertes associées à des quartzites plus ou moins chloriteux, totalisant une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Elles disparaissent assez rapidement vers le N, visibles seulement jusqu'à la Pte. de Tenou. Au-delà, il est encore possible de suivre un ensemble plus résistant à l'érosion, qui comprend surtout des conglomérats qui surmontent les Roches vertes: ces dernières n'apparaissent plus que sous forme de quartzites chloriteux. Voici leur compositions:

	Roches vertes	quartzites
quartz	27 %	69 %
plagioclase	25	12
mica blanc	23	15
chlorite	12	4
épidote	4	1
calcite	2	-
min. opaques	2	-

Minéraux accessoires, par ordre d'abondance décroissant: sphène, oxychlorite, tourmaline, apatite et zircon.

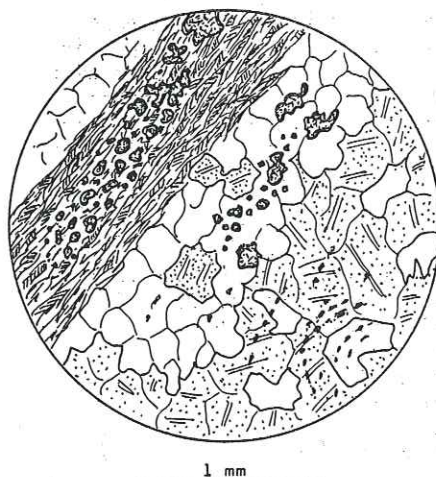


Fig. 53. Roche verte finement rubanée. Lit foncé d'actinote, chlorite et épidote. Lit clair de calcite, albite et épidote. Pte. des Trois Lacs, pt. 2580.

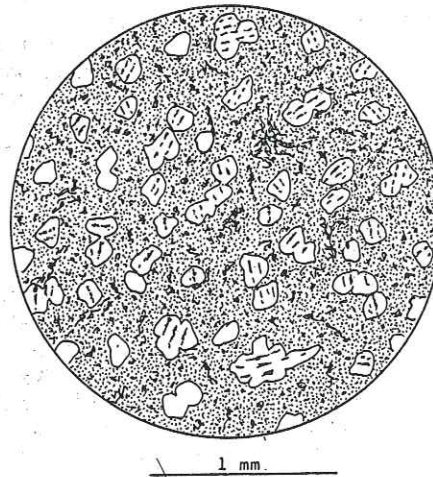


Fig. 54. Matrice de mica blanc, pléochroïque verdâtre et de grains opaques, porphyroblastes d'albite. Crête W du Mourin.

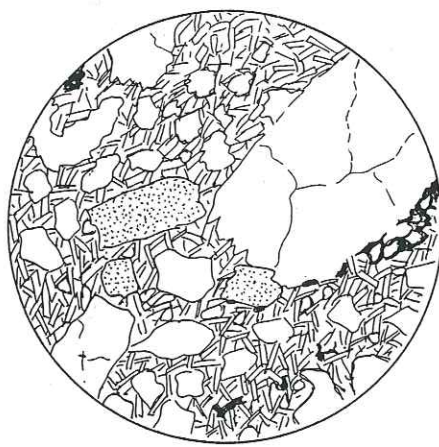
Les textures sont généralement très fines, et les déterminations, difficiles. Dans les roches finement litées, les niveaux sombres sont composés de chlorite et d'une amphibole toujours en petits cristaux, du même vert que la chlorite, si bien que les deux minéraux sont indiscernables l'un de l'autre en lumière naturelle (fig. 53); cette amphibole est très probablement de l'actinote. Par place, la roche est composée d'un feutrage de très petites paillettes d'un mica blanc pléochroïque dans le vert, servant de matrice à d'abondants mais petits porphyroblastes d'albite à inclusions orientées, ne montrant pas de continuité d'un porphyroblaste à l'autre (fig. 54). Les plagioclases de ces Roches vertes sont soit de l'albite limpide et parfaitement déterminable, soit de l'albite en échiquier, soit encore un plagioclase séricitisé indéterminable.

4. Les conglomérats

Les conglomérats ont davantage de continuité que les Roches vertes. Relativement durs, ils déterminent des reliefs qui aident à les reconnaître et à les localiser. Dans les bons affleurements de la combe de Drône, ils montrent bien leurs caractéristiques: une cinquantaine de mètres d'épaisseur, des galets centimétriques qui peuvent être bien plus gros et atteindre 30 cm, polygéniques avec des éléments de quartz laiteux, d'aplite, de gneiss fin, de phyllite noire et de petits éclats vert foncé (BRODBECK 1979, p. 15). Associés aux conglomérats, il y a de nombreux niveaux de schistes siliceux micacés, schistes qui accompagnent également les Roches vertes et les quartzites, avec les compositions suivantes:

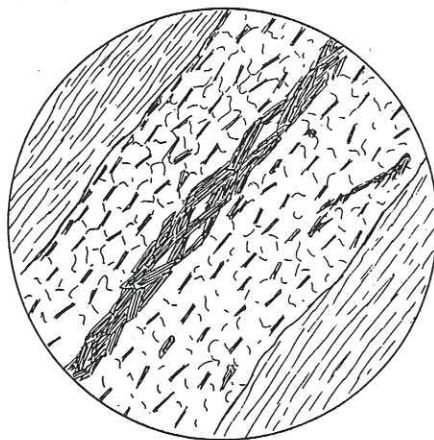
	conglomérats	schistes
quartz	51 %	23 %
plagioclase	14	7
mica blanc	22	63
chlorite	9	1
épidote	1	1
graphite	-	3
calcite	1	-

Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans les quartzites.



1 mm

Fig. 55. Matrice des conglomérats. Quartz, albite, mica blanc et minéraux opaques. Pte. de Drône.



1 mm

Fig. 56. Schistes rubanés. Quartz, mica blanc, chlorite. Lac du Grand Lé.

Les plagioclases altérés semblent être des oligoclases, mais leur détermination exacte reste problématique. Les albites sont soit maciées en échiquier soit limpides et non maciées. La matrice du conglomérat se présente comme un quartzite arkosique à grain grossier, dont toutes les albites sont maciées en échiquier. Les paillettes de mica blanc peuvent devenir assez grandes (fig. 55). Dans les schistes, le rubanement est de règle, avec des lits de

quartz pur, et d'autres de petites paillettes de mica blanc, tellement parallèles les unes aux autres qu'elles donnent l'impression d'appartenir à un seul cristal (fig. 56).

Les conglomérats ont été retrouvés dans la forêt de la Lantse, au-dessus de Liddes et de Chandonne. C'est peut-être eux qui passent au col de Charge-rat. Il y a encore des conglomérats en rive droite de la Drance de Bagnes, jusqu'à un peu au-dessous de Verbier.

B. LA ZONE - DE MILLE

Entre la Zone du Ruitor et celle de Siviez, les assises du Permo-carbonifère atteignent par place 1500 m d'épaisseur. Elles sont impliquées dans des plis qui affectent également la Zone de Siviez et la lame du Rogneux. La limite interne de la Zone de Mille est donc la lame du Rogneux ou, si l'on préfère, la Zone de Siviez au sens large.

Une bonne coupe est observable le long de la crête qui va de la Vardette à la Pte. de Terre Rouge (fig. 57, mais voir aussi la coupe de l'arête occidentale du Rogneux, fig. 42):

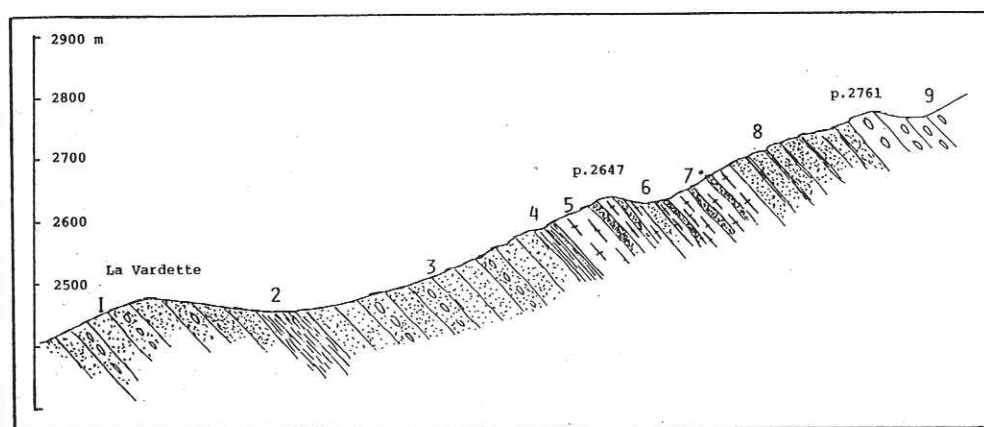


Fig. 57. Coupe de la Vardette à la Pte. de Terre Rouge.

1. Le sommet arrondi de la Vardette et les prairies rases qui l'entourent sont taillés dans des quartzites. De rares niveaux conglomératiques émergent de cette topographie molle.
2. Le col à l'E du sommet est dû au passage d'un niveau de schistes quartzitiques clairs (quartzites écrasés?). Ils pourraient jalonner un contact mécanique important; épaisseur: 50 m.
3. De nouveau des quartzites, toujours un peu conglomératiques. Le sentier de Plan Sevéreux suit la base d'une paroi taillée dans ces quartzites épais de 400 m.
4. Zone schisteuse faite de quartzites écrasés, 20 m.
5. Lame gneissique: Zone de Siviez s. st.; amphibolites très sombres abondantes. Environ 100 m.
6. Quartzites carbonatés déterminant une dépression suivie par le sentier sur le versant N de la crête; env. 20 m. Ce sont les derniers quartzites appartenant encore à la Zone de Mille.
7. Gneiss et amphibolites: c'est la lame du Rogneux; env. 100 m.
8. Quartzites albitiques à niveaux chloriteux, 200 m.
9. Conglomérats de la série du Grand Laget.

Ces roches affleurent largement dans tous les alpages qui dépendent des écuries de Mille, au col des Oujets de Mille et dans la combe de Mille, d'où le nom proposé pour la désignation de cette Zone.

La tectonique joue un rôle qui n'a pas pu être estimé. La coupe précédente montre qu'elle est localement doublée, puisqu'elle affleure entre la Zone de Siviez s. st. et la lame du Rogneux. Dans la portion méridionale également, des répétitions sont observables, par exemple entre la Zone du Ruitor et la lame de Tsousse. Malgré ces complications, il semble qu'il soit possible de discerner trois zones différentes par leur faciès:

- Vers l'extérieur, les quartzites sont plutôt massifs sur une épaisseur de 100 à 200 m.
- Au milieu, le gros de la Zone est constitué par des quartzites très micacés, voire des schistes quartzitiques.
- A la partie interne apparaissent les niveaux très chloriteux.

1. Les assises massives externes

Il s'agit essentiellement de quartzites blancs, souvent plaquetés, et localement grossièrement conglomératiques. Ces assises semblent collées sur les gneiss du Ruitor qu'elles suivent fidèlement. Par exemple, elles accompagnent les replis du Mt. Brûlé, déterminant une série de crêtes dans les alpages de Mille (le Tseppi, Tsanton Sarnieu, les Pellissiers). Elles déterminent aussi quelques petites parois entre les Oujets de Mille et le Mt. Brûlé, ou dans la pente qui domine Erra d'en Bas, dans la forêt du Revers, sous la Vardette, etc.. En direction du S, ces assises plus massives se marquent par la présence de pentes relativement raides qui longent les pentes de la lame de Tsousse. Au S du Valsorey, les quartzites deviennent tout-à-fait massifs, ne contenant que des niveaux schisteux qu'à leur base (fig. 43).

Leur composition moyenne est la suivante:

quartz	49 %
albite	16
mica blanc	18
séricite	3
chlorite	7
calcite	3
min. opaques	2

A l'exception de la calcite et de la chlorite, ces minéraux sont systématiquement présents, de même que l'apatite. Plus rares sont l'épidote et le stilpnomélane. Le zircon, la tourmaline, le rutile et le graphite sont les minéraux accessoires.

2. Les quartzites micacés médians

Les quartzites sont ici schisteux, micacés et chloriteux, ce qui n'exclut pas la présence de bancs massifs, ni celle de niveaux conglomératiques. Morphologiquement, cette unité s'individualise à partir de l'alpage de Azerin; elle est jalonnée ensuite par les replats des alpages du Creux du Mâ et du Coeur; puis il y a la partie horizontale de la crête de la Vardette, les Oujets de Mille, le grand cirque torrentiel qui leur fait suite, les tassements de Momin et de Posodziet et, finalement, les glissements de terrain actifs qui emportent périodiquement la route Champsec-les Bioley-les Tarves.

Il est difficile de donner une composition moyenne de ces roches changeantes:

quartz	de 20% à	70%
albite	10	30
mica blanc	0	60
chlorite	0	30
calcite	0	15
min. opaques	0	5

De plus, sont présents: épidote, stilpnomélane, apatite, sphène, tourmaline.

Les quartzites schisteux ressemblent à ceux de la Zone Houillère (fig. 52, mais sans le grenat). Plus grossiers, ils montrent souvent des albites en échiquier dans une matrice de quartz et d'albite (fig. 58).

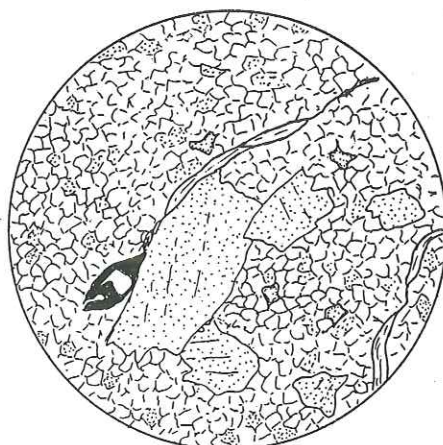


Fig. 58. Quartzite: albite, quartz, et calcite en matrice. Albite et mica en gros cristaux. Rogneux, 2600m.

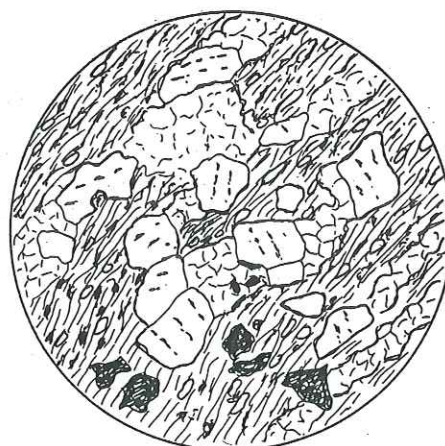


Fig. 59. Porphyroblastes d'albite, fond de mica blanc, chlorite, quartz, albite, opaques. Rogneux, 2810 m.

3. Les quartzites à niveaux chloriteux

Cette assise apparaît à la partie interne de la Zone de Mille; elle est particulièrement bien caractérisée sous la lame des gneiss du Rogneux où abondent les niveaux de chloritoschistes; elle est aussi caractérisée par le fait qu'elle est plus massive, ce qui se marque dans la topographie: au N, parois de Cagneneire, celles qui dominent les Beutsons, Plan d'Arolle et Erra d'en Haut. A partir du torrent d'Allèves, les niveaux chloriteux sont présents, c'est-à-dire à peu près comme disparaît la Zone de Siviez s. st.; ces niveaux chloriteux et albitiques se suivent jusqu'à la frontière italo-suisse, avec les compositions minéralogiques suivantes:

	quartzite	chloritoschistes
quartz	57 %	12 %
albite	15	40
mica blanc	15	18
chlorite	7	19
calcite	2	5
épidote	-	1
sphène	1	1
min. opaques	1	3

Toutes les mesures faites sur l'albite montrent qu'elle est pure, pratiquement à 0% An. Elle se présente en grands porphyroblastes ocellaires à inclusions orientées (fig. 59), mais souvent obliques entre elles d'un porphyroblaste à l'autre. La matrice est chloriteuse dans les niveaux foncés, et faite d'un mica blanc pléochroïque vert dans les niveaux clairs. L'épidote est rare; le glaucophane a été repéré dans quelques niveaux chloriteux, de même que le stilpnomélane.

4. Conclusions

En ce qui concerne la Zone de Mille, on peut avancer l'hypothèse suivante:

- La partie externe, plus massive, plus conglomératique représente la couverture du socle Rutor.
- La partie interne joue le même rôle, mais en position renversée, pour le socle qu'est la Zone de Siviez.
- La partie médiane peut se rattacher à l'une ou l'autre de ces couvertures, ou partiellement à l'une, partiellement à l'autre, ou encore être une unité tectonique indépendante.

C. LA ZONE DE LA LY

La plus interne des zones de Permo-carbonifère, en arrière de la Zone de Siviez s.l., traverse les alpages de la Ly vers 2000 m, y déterminant une série de crêtes parallèles dénudées, dont quelques unes sont recoupées par la route de la cabane Brunet. Cette Zone occupe donc la même position structurale que la série du Mont Gond de SCHAEER (1959), mais il est difficile de reprendre cette nomenclature, parce que cet auteur avait déjà introduit le concept de série du Grand Laget (SCHAEER 1959*) qui, de fait, ne constitue que la partie la plus interne de la Zone de la Ly. Celle ci comprend donc deux unités:

- La Série de Challand qui est externe.
- La Série du Grand Laget, qui est interne.

1. La Série de Challand

Les affleurements qui dominent le petit alpage en ruine de Challand d'en Haut (233,4 / 89,6 / 2224 m) fournissent les coupes les plus instructives concernant cette unité. Dans toute la région Azerin-Challand, la coupe est la suivante:

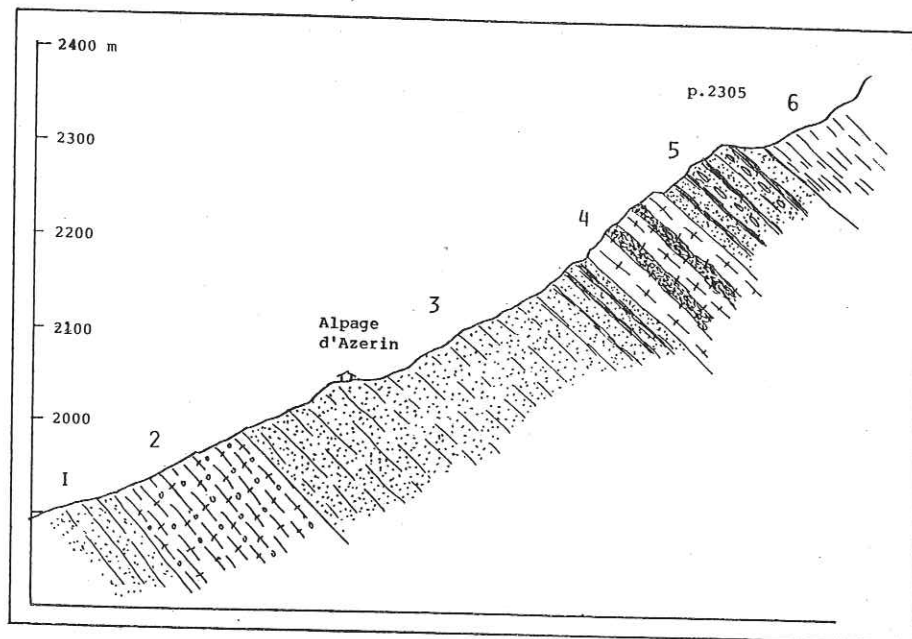


Fig. 60. Coupe Azerin - Challand d'en Haut dans le torrent de la Croix

1. Quartzites micacés surmontant directement les gneiss du Rutor.
2. Gneiss gris blanc, très clair, affleurant bien le long de la route des alpages, au passage du torrent de la Croix. Très semblables aux quartzites, ils contiennent pourtant de grands micas blancs et des cristaux centimétriques de tourmaline (pegmatite écrasée?)
3. Quartzites micacés blancs, 400 m, localement conglomératiques. Les travaux hydroélectriques de la gorge du torrent y sont installés. Vers le haut, ils contiennent des niveaux chloriteux qui affleurent surtout le long du sentier au-dessus d'Azerin: Zone de Mille.
4. Gneiss albitiques gris et micacés, un peu chloriteux, localement riches en épidote. Ils contiennent des grenats, ce qui permet de dire qu'ils appartiennent aux gneiss du socle, les sédiments permo-carbonifères n'en ayant jamais livré dans cette région.
5. Dans les têtes rocheuses qui émergent de la moraine entre les ruines de Challand d'en Haut et le pt. 2305, se trouvent les plus spectaculaires al-

ternances d'ovardites et de quartzites conglomératiques qui se puissent observer ici. Cet affleurement (découvert en compagnie de S. Ayrton) revêt une grande importance, car la tendance était de rapporter aux gneiss du socle tout ce qui avait aspect de prasinite (donc aussi les ovardites).

6. Au-dessus du pt. 2305, débutent les gneiss albitiques du Métailler.

Les affleurements sont également très beaux au-dessus de la Ly, surtout dans les crêtes rocheuses qui ferment au N et à l'W la combe de Servay. Mais il doit y avoir là de nombreuses répétitions tectoniques, parce que la Série atteint 1'000 m d'épaisseur. WITTWER (1981) a pourtant montré qu'elle débutait par des quartzites relativement purs et massifs.

Composition:	quartzites	quartzites albitiques	ovardites
quartz	65 %	45 %	12 %
albite	16	31	46
mica blanc	10	11	9
chlorite	4	5	17
calcite	3	4	6
épidote	-	-	2
sphène	-	-	1
min. opaques	1	1	5

De petits cristaux de glaucophane apparaissent quelque fois. L'épidote est sporadiquement présente dans les quartzites. Le minéral accessoire le plus répandu est toujours l'apatite, suivie du sphène, de la tourmaline et du zircon. Il y a de petits niveaux centimétriques de carbonate à patine ocre.

Entre quartzites, quartzites albitiques et ovardites, tous les termes de passages sont observables. Les albites des quartzites sont en grands cristaux maclés et légèrement séricitisés, comme toujours dans les quartzites (voir fig. 58). Lorsque les quartzites deviennent albitiques, apparaissent les ocellés, grandes albites arrondies, riches en inclusions diverses orientées de même manière d'une albite à l'autre. Chez les roches un peu vertes, ces albites se développent sur un fond de mica blanc légèrement verdâtre et pléochroïque (fig. 61), où la chlorite est peu abondante. Mais la proportion de chlorite peut augmenter jusqu'à représenter la totalité des phyllosilicates: il s'agit alors d'un ovardite bien caractérisée (fig. 62). Les oxydes abondants que contiennent quelques niveaux prennent, à la patine, une teinte rouge qui les fait ressembler à des grenats.

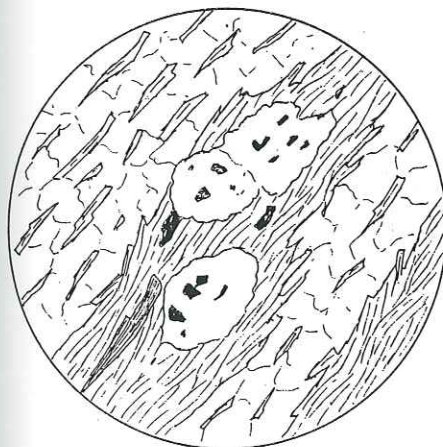


Fig. 61. Quartzite albitique. Quartz, albite, mica blanc avec quelques paillettes de chlorite, oxydes. Combe Servay, entre le pt. 2368 et le pt. 2300,6

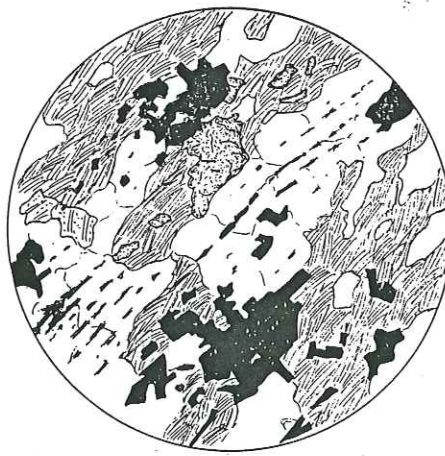


Fig. 62. Ovardite. Grandes albites ocellaires dans un fond de chlorite et d'épidote. Calcite et oxydes en grands cristaux. Sommet de la combe Servay, pt. 2368.

2. La Série du Grand Laget

Cette Série a été décrite pour la première fois par SZEPESSY SCHAUREK (1949) qui donne, de toute la région, une coupé d'apparence précise, mais, en réalité, très fantaisiste, son auteur ayant, sans s'en apercevoir, traversé plusieurs fois les mêmes assises. Il avait pourtant compris qu'il s'agissait là d'un grand synclinal couché. Cette structure est à nouveau étudiée par SCHAEER (1959*) qui utilise pour la première fois le terme de série du Mont Laget. Il faut revenir à celui de "Grand Laget", nom d'un petit sommet, appelé, sur certaines éditions de la carte nationale au 1:25'000: "Grand Aget". En réalité, le terme patois est "adjet" ou "azet", qui signifie, suivant les auteurs consultés, soit l'alpage (GUEX 1946), soit le petit âne (Dic. géog. Suisse 1911).

En 1981, WITTWER étudie la déformation des éléments des conglomérats. C'est donc une série qui a attiré pas mal de visiteurs, et c'est normal, puisque c'est la seule où il est possible d'établir une lithostratigraphie quelque peu précise.

Elle a environ 400 m d'épaisseur. Or, à l'affleurement, elle est doublée par un plissement, puis reprise par des déformations plus jeunes et elle finit par dépasser 1'000 m (fig. 63):

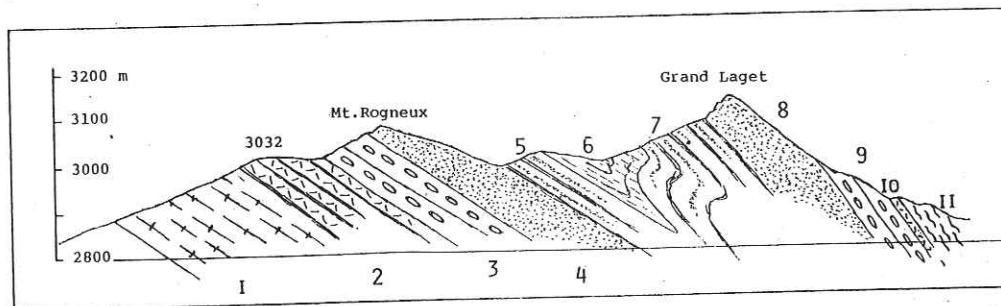


Fig. 63. Coupe entre le Mont Rogneux et le Grand Laget

1. Gneiss de la lame du Rogneux.
2. Alternance des quartzites et des chloritoschistes de la Série de Challand.
3. Alternance de bancs métriques de quartzites et de conglomérats à galets de 1 à 10 cm, fortement déformés. Sous le sommet du Rogneux, cette assise donne l'impression d'être très schisteuse, alors qu'à Becca Midi, dans de meilleures conditions d'affleurement, elle se montre relativement massive. Tout à la base, il existe un petit niveau (20 cm) de dolomies jaunes à patine ocre; des galets de cette dolomie sont présents dans les conglomérats de la partie supérieure de la Série: elle est donc en position normale. Très généralement, les galets semblent issus de la Série elle-même: quartzites, quartzites albitiques, quartzites chloriteux.
4. Le sommet du Rogneux et son versant oriental montrent une série détritique plus fine, à rares niveaux conglomératiques, mais fréquentes stratifications entrecroisées; elles montrent toutes que la Série est en position normale. Ces quartzites gris ont livré quelques rares pistes, hélas dépourvues de toute signification stratigraphique. Epais d'une centaine de mètres, ils affleurent bien dans la dépression du Goli du Rogneux et sur la crête qui limite cette dépression vers l'E.
5. Suivent 70 m d'une alternance de quartzites fins et de niveaux verts à pâte porcelainée, en bancs décimétriques.
6. Quartzites très phylliteux, jaunâtres, chez lesquels une intense schistosité masque les caractères originaux de la roche. Affleurant bien le long de l'arête Rogneux-Laget, cette unité ne se retrouve guère ailleurs: elle est sans doute cachée sous les éboulis qui remplissent les deux dépres-

sions qu'elle a déterminées: celle de la Chaudière au S de l'arête et celle du Goli d'Aget au N. C'est le coeur du synclinal.

7. Au-delà, les alternances de quartzites fins et de schistes verdâtres réapparaissent. Un niveau, vers le bas topographique de l'assise, atteint 10 m d'épaisseur: la roche y est verte, fine, compacte et dure.
8. La pyramide sommitale du Grand Laget est taillée dans des quartzites relativement fins et plaquetés, qui affleurent particulièrement bien au bord oriental de la dépression de la Chaudière où les stratifications entrecroisées montrent que la série est renversée.
9. A l'E du Grand Laget, reviennent les conglomérats, plus minces et plus déformés que dans le flanc normal. Ils déterminent la longue crête qui domine le Goli d'Aget, puis les vastes affleurements de la pente vers Pindin. Les relations entre le niveau de dolomie à patine rousse et les galets de même nature sont ici également observables et montrent que la série est renversée.
10. En arrière de ces conglomérats, une petite dizaine de mètres de quartzites albitiques pourraient représenter la réapparition de la Série de Chaland en position renversée; mais il n'est pas exclu qu'ils appartiennent déjà aux gneiss du Métailler, quoique un peu pauvres en épidote.
11. Gneiss albitiques du Métailler à grandes aiguilles d'épidote.

Voici la composition moyenne de ces roches:

	assises conglomératiques	quartzites gris	quartzites feuilletés
quartz	62 %	43 %	30 %
albite	12	26	7
mica blanc	10	12	38
chlorite	-	2	5
stilpnomélane	1	1	2
carbonates	10	7	8
épidote	-	1	3
min. opaques	3	6	3

Minéraux accessoires habituels: apatite ubiquiste, tourmaline très fréquente, sphène plutôt rare, zircon apparemment abondant en grains minuscules de détermination difficile.

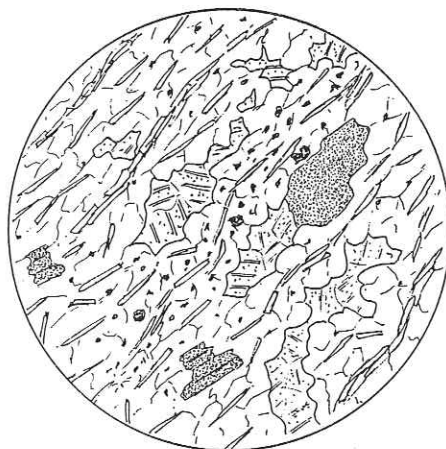


Fig. 64. Galet de quartzite calcaire des conglomérats. Quartz, mica blanc, chlorite, calcite, opaques. Goli des Otanes.

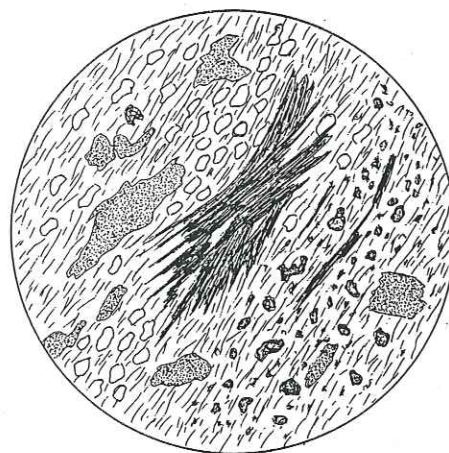


Fig. 65. Quartzite à mouchetures noires. Aiguilles de stilpnomélane en gerbes, matrice de mica blanc, quartz et chlorite. Goli des Otanes.

En lames minces, les quartzites ne présentent pas de caractéristiques particulières: ils ressemblent à tous les quartzites du Permo-carbonifère. Ils se retrouvent, identiques à eux-mêmes, à l'état de galets dans les conglomérats (fig. 64). Au-dessus du Goli des Otanes, les assises quartzitiques sont couvertes de mouchetures très serrées qui semblent de la biotite, vues à l'oeil nu: en réalité, il s'agit de grandes gerbes de stilpnomélane (fig. 65).

Dans les assises où alternent quartzites fins et niveaux verts, l'étude en lame mince montre la présence de tufs volcaniques. Les sédiments les plus fins possèdent une matrice de cristaux inframicroscopiques dans laquelle sont dispersés des quartz et de grandes albites quelques fois idiomorphes. Elles peuvent être maclées en échiquier, mais c'est rare (fig. 66). Leur attribution à des tufs pose un problème: en effet, il y a tous les termes de passage entre de telles roches et d'autres, plus grossières et dont la matrice est constituée de petits cristaux de quartz et d'albite; la roche alors commence à ressembler à un sédiment arkosique contenant quelques gros grains. Puis la différence de taille entre la matrice et les éléments tend à diminuer et la roche est une arkose tout à fait banale où peut-être quelques albites sont idiomorphes (fig. 86). Il est donc difficile de savoir ce qui doit être considéré comme tuf volcanique et ce qui est purement détritique.

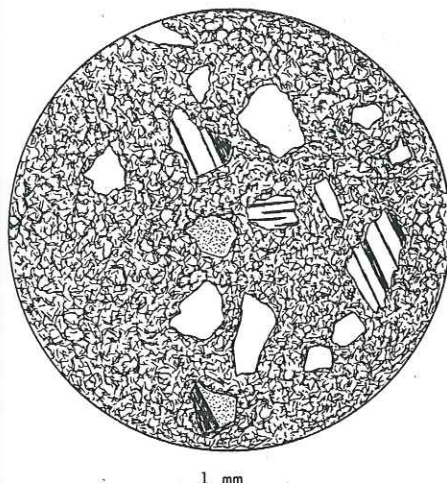


Fig. 66. Tuf volcanique vu en lumière polarisée. Matrice submicroscopique, grandes albites, quartz et mica blanc. Paroi E de la Chaudière

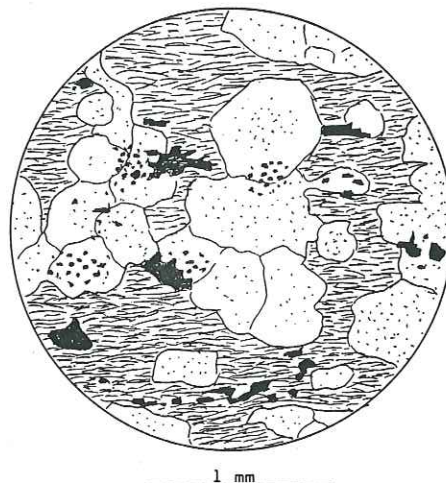


Fig. 67. Ovardite. Albites ocellaires à coeur légèrement altéré, matrice de mica blanc verdâtre et de minéraux opaques. Versant oriental du Grand Laget.

Les quartzites verdâtres qui pourraient être la réapparition de la Série de Challand au flanc inverse du synclinal, montrent des albites ocellaires dans une matrice vert pâle, ce qui est effectivement plus proche des roches de la Série de Challand que des roches du Métailler, surtout riches en chlorite.

D. COMPARAISONS, CORRELATIONS

"Nous savons, pour des raisons d'encadrement et de continuité, qu'il existe, en Vanoise, du Permien et même beaucoup de Permien; nous sommes incapables, en toute rigueur, de connaître, dans chaque coupe, sa limite inférieure, sa limite supérieure, ou les deux. Comme la nécessité de l'analyse structurale et la cartographie nous obligent quand même à les fixer, nous faisons, comme la plupart des auteurs, largement appel aux critères de lithofaciès". (ELLENBERGER 1966, p. 172). Ces propos sont-ils définitifs? En tous cas,

ils sont encore parfaitement d'actualité. Aussi les considérations qui suivent doivent-elles être considérées comme de simples hypothèses de travail. Il sera fait principalement usage des travaux de FABRE (1958), SCHAEER (1959), CABY (1974) et, naturellement, le travail d'ELLENBERGER cité ci-dessus.

Dans toutes ces masses de sédiments détritiques, il est peut-être possible de discerner les unités suivantes (fig. 68):

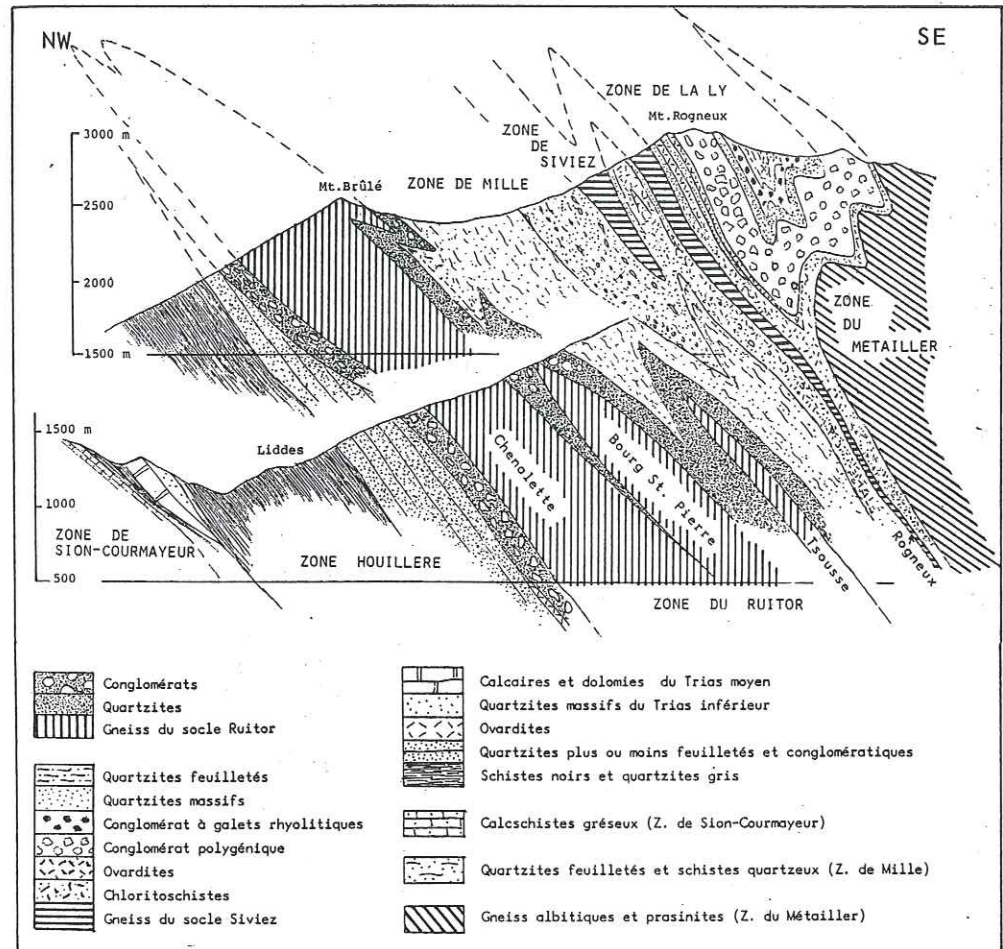


Fig. 68. Schéma général des différentes unités lithologiques et tectoniques.

1. Les gneiss du Ruitor semblent être entourés d'une centaine de mètres de quartzites relativement massifs qui en seraient la couverture. Cette couverture serait en position inverse en avant du Ruitor, et en position normale en arrière. Dans la partie externe, à la Pte. de Drône, CABY a montré que la série est renversée: des conglomérats situés sous les rhyolites remanient ces dernières. Dans cette partie externe, la couverture est grossièrement conglomératique; elle reposerait directement en discordance sur le socle gneissique. Cette assise conglomératique se suit sur plus de 20 km, jusque sous Verbier. Dans la partie interne, à couverture normale, les conglomérats sont plus rares, quoiqu' localement assez grossiers, accompagnés de quartzites assez massifs pour constituer une unité morphostructurale cartographiable. Donc la couverture du Ruitor occuperait la partie la plus interne de la Zone Houillère et la partie la plus externe de la Zone de Mille. On ignore son âge.
2. Le gros de la Zone Houillère est apparemment fait d'une seule série en position normale (avec de multiples déformations dans le détail): des schistes noirs et des quartzites gris datés, en Valais central, du West-

phalien D (JONGMANS 1960) sont surmontés par des quartzites clairs. Quelques stratifications entrecroisées plaident également en faveur d'une série normale. Dans cet ensemble, CABY a décrit à moins de 10 km de la frontière, sur territoire italien, le lacolithe acide de Costa Citrin, qui est surmonté d'un ensemble de quartzites albitiques et chloriteux. C'est sans doute l'équivalent des Roches vertes de la Zone Houillère. Par comparaison avec la Vanoise, CABY propose un âge Stéphanien inférieur, en tout cas pas plus jeune.

3. Entre cette unité qui représente le gros de la Zone Houillère et la couverture du Rutor, il y a une discordance angulaire d'origine tectonique très probable. Les assises albitiques et chloriteuses ont, au-dessus de Costa Citrin, 250 m d'épaisseur; il reste une vingtaine de mètres de Roches vertes à la frontière italo-suisse et pratiquement tout a disparu à la hauteur de Becca Colinta. La couverture du Rutor est dès lors en contact directement avec les quartzites qui ont près de 1'000 m d'épaisseur. A leur tour les quartzites s'amincissent vers le N, pour disparaître à la limite entre Bagnes et Entremont: la couverture du Rutor est alors en contact avec les schistes noirs. Cette discordance n'est repérable que cartographiquement.
4. Le socle de Siviez, tout comme celui du Rutor, semble posséder une couverture. Au-dessus de la Zone de Siviez, elle est en position normale et comprend deux unités lithologiques: les Séries de Challand et du Grand Laget. Il n'y a pas correspondance avec les séries du Mont Gond et du Greppon Blanc de SCHAEER. Sur le terrain étudié par cet auteur, ces deux séries sont séparées par un Trias qui manque hélas au S de la vallée de Bagnes. Les travaux de MOIX et STAMPFLI (1980) ont montré que les quartzites de la série du Greppon Blanc doivent plutôt être rattachés au Métallier. Par ailleurs, les données tectoniques plaident en faveur du rattachement de la Série du Grand Laget à la couverture de Siviez. Donc, dans cette région, la grande cicatrice jalonnée plus au N par le Trias carbonaté, passerait entre la Série du Grand Laget et la Zone du Métallier (fig. 69).

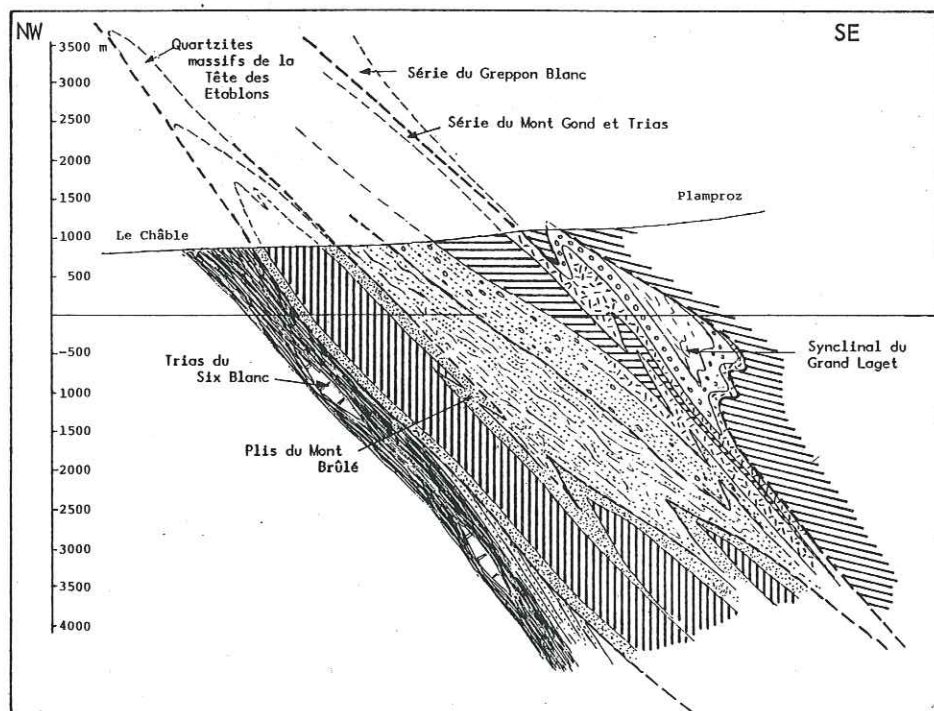


Fig. 69. Schéma des relations possibles entre les unités.

5. La couverture renversée, en avant de la Zone de Siviez, est plus difficile à délimiter, parce qu'elle ne représente probablement qu'une partie de la Zone de Mille. Dans son ensemble, la Zone de Mille est le prolongement de la série de la Dt. de Nendaz (CALAME 1954) que SCHAEER considère comme la couverture renversée de Siviez. Les faciès rencontrés dans la Zone de Mille ne rappellent que très mal ceux de Challand et du Grand Laget auxquels ils devraient se relier. Il faut se souvenir que la Zone de Siviez est une énorme structure et les deux flancs de la structure pouvaient, au moment de leur sédimentation, être fort distants l'un de l'autre. De plus cette sédimentation permo-carbonifère est partout caractérisée par de fréquentes et importantes variations de faciès.
6. La partie moyenne de la Zone de Mille pourrait être une unité tectonique indépendante. Elle est séparée de la couverture Rutor: à ce sujet il faut aller chercher des informations au N du val de Bagnes où passent quelques niveaux caractéristiques. Une large bande de quartzites blancs descend de la Tête des Etablons jusque dans la vallée: ce sont des quartzites de la base du Trias, surmontés plus au N d'un Trias carbonaté. Il est donc certain que ce Trias est en position normale, ce qui est encore confirmé par les stratifications entrecroisées de la Tête des Etablons (fig. 69). On peut donc admettre que ce Trias est le prolongement septentrional de la couverture du Rutor. De plus, ce Trias est surmonté d'une mince bande de schistes noirs du Carbonifère (qui détermine la combe entre la Combe et Mayentset au SE de Verbier). On retrouverait donc ici les mêmes relations que dans la Zone Houillère: des schistes noirs surmontés par des quartzites plus ou moins schisteux. Ce qui suggère que la série est en position normale; par conséquent, elle ne peut pas être la suite de la couverture renversée de Siviez

En plaçant ces différentes coupes les unes à côté des autres (fig. 70), on retire l'impression que les socles affleurants possèdent des couvertures relativement minces, constituées de sédiments plutôt grossiers, localement riches en roches basiques et d'affinité plutôt permienne puisque certaines des colonnes stratigraphiques se terminent par du Trias quartzitique (Rutor) ou carbonaté (Siviez).

Au contraire, les unités dépourvues de socle montrent des séries plus épaisses, avec un Carbonifère de schistes noirs à la base et des quartzites relativement micacés au-dessus: la Zone Houillère contient des roches basiques qui pourraient être un équivalent lointain des ovardites plus internes. Ces roches basiques, suivant les analogies invoquées par CABY, pourraient dater du Stéphanien.

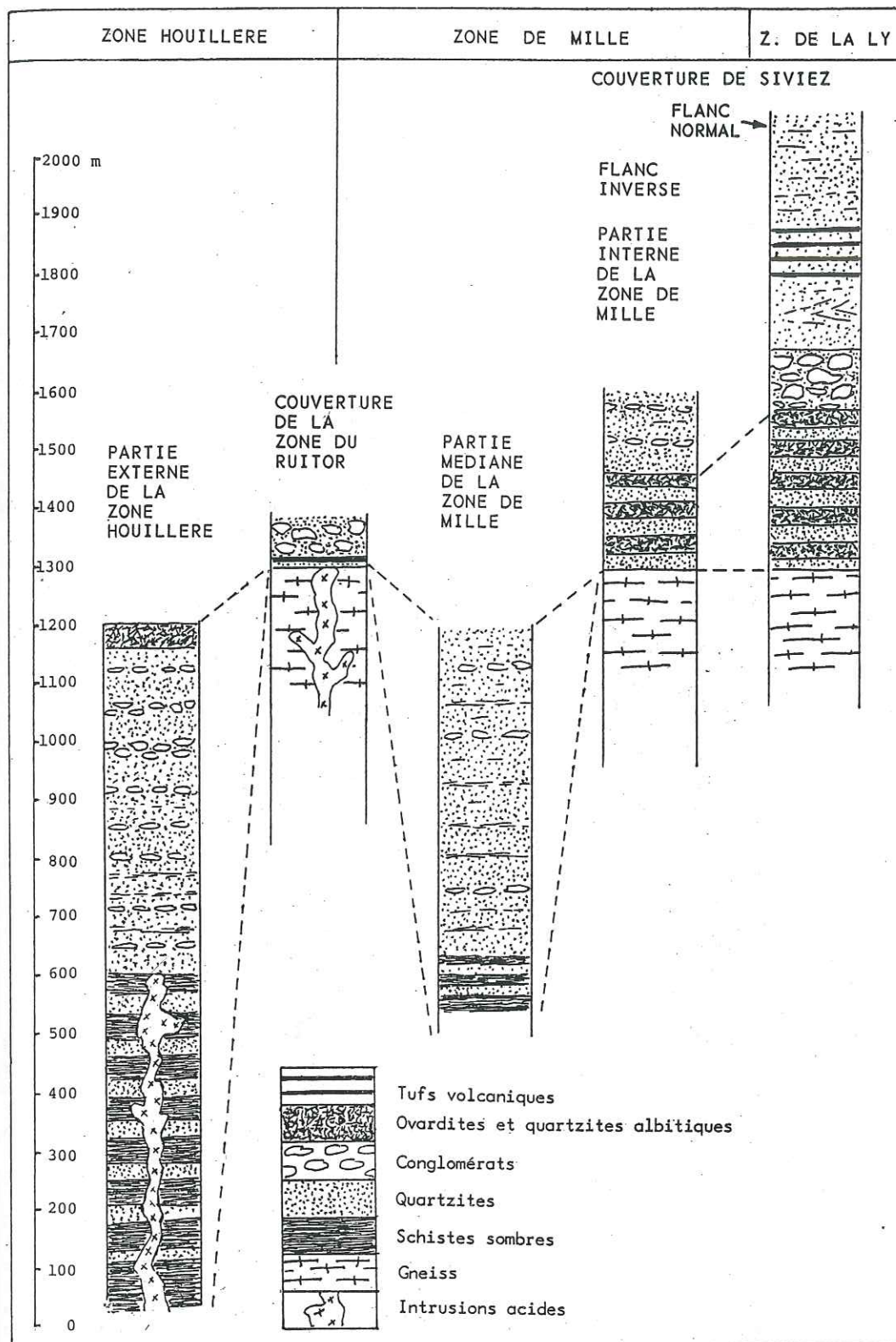


Fig. 70. Comparaison entre des ensembles sédimentaires possibles.

DESCRIPTION TECTONIQUE

La carte régionale montre que les différentes unités sont disposées en bandes parallèles entre elles et parallèles à la direction générale de la chaîne alpine. Rares sont les plis visibles sur la carte, sauf dans la partie septentrionale: cette zone sera abondamment mise à contribution comme source d'informations.

L'ordre de description retenu est un ordre chronologique et non un ordre géographique: les structures seront décrites en commençant par les plus récentes, les mieux visibles, pour remonter dans le temps, vers des structures fortement oblitérées par des déformations plus jeunes qu'elles.

A. LES PLIS POSTERIEURS A LA SCHISTOSITE

1. Les ondulations tardives

Les plis les plus récents, peut-être à l'exception de quelques kink bands, sont des ondulations largement ouvertes. Leur plan axial est assez changeant, orienté E-W à NNE, vertical ou incliné vers le N. Les axes des plis plongent à l'E, étant donc dans le sens du pendage. Un grossier clivage axial peut localement prendre naissance (fig. 71).

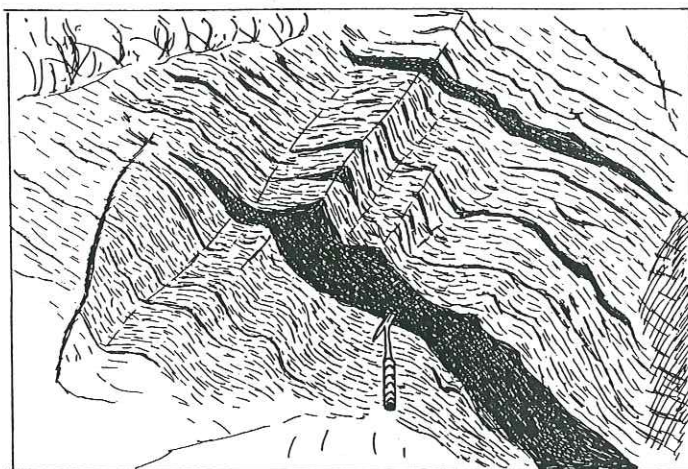


Fig. 71. Ondulation de la phase la plus tardive.
Sous la Pointe de Terre Rouge.

Mieux dessinées dans la partie méridionale du terrain étudié, ces ondulations sont pourtant présentes partout. Elles apparaissent ou disparaissent par la modification très progressive de leur rayon de courbure. Elles ne déterminent jamais de plis assez grands pour être cartographiés. Leur principal rôle est de disperser les plans des structures plus anciennes.

2. Les plis "en retour"

Dans toute la région où affleure largement la Série du Grand Laget, soit de la cabane Brunet à la Pte. des Toules, de grands plis, presque partout bien visibles, sont systématiquement déversés du NW vers le SE. La plus spectaculaire de ces structures, dans la face orientale du Grand Laget, a été décrite pour la première fois par SZEPESSY SCHAUREK (1949) qui en a donné un dessin assez fidèle. MULLER (1964) a montré qu'il s'agissait de plis que l'on

pouvait suivre sur plusieurs kilomètres, toujours déversés vers le SE (fig. 72).

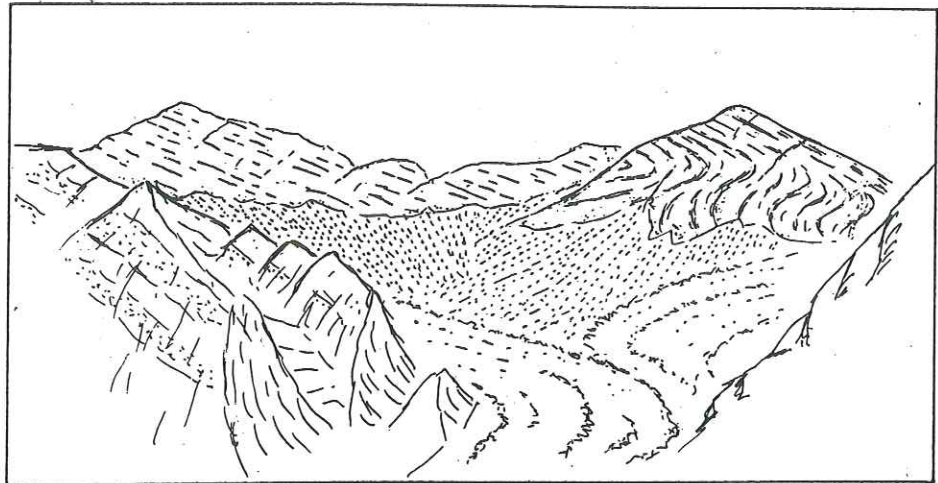


Fig. 72. Dépression de la Chaudière, vue de la Pte. du Parc. A l'arrière-plan, à gauche, le Rogneux, à droite, le Grand Laget. Dans la dépression la Série de Challand; premier plan, à gauche: les gneiss du Rogneux.

Des plis métriques, reproduisant l'image des grandes structures et parfaitement réglés sur elles, se rencontrent un peu partout (fig. 76 A). Les choses deviennent moins claires en direction du S: ou bien ces plis disparaissent, ou bien ils subissent une ré-orientation telle qu'ils se confondent avec des structures antérieures. Mais on voit mal quelle est la phase tardive qui aurait pu engendrer cette ré-orientation.

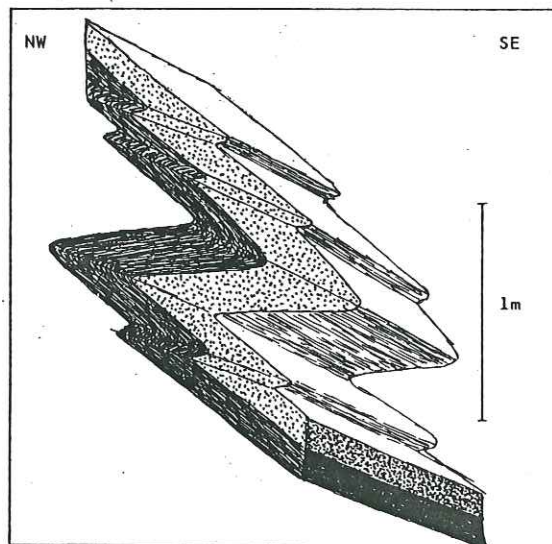


Fig. 73. Pli métrique montrant le style des structures "en retour". Lac des Otanes.

Les charnières sont souvent aiguës et un fort clivage axial de crénulation prend naissance dans les couches dont la lithologie est favorable, soit les assises riches en mica. Pour le reste, les caractéristiques sont les suivantes: surface axiale N35°W, plongeant de 30° au NE et axe incliné de 35° vers le NE (fig. 73 et 76 A).

3. Les plis "en retour" à plan axial raide

Les relations entre ces plis et ceux qui viennent d'être décrits sont claires au moins en un endroit: au-dessus de Mondrou, une petite paroi donne une coupe perpendiculaire à un pli de la phase décrite ci-dessus. On y voit les relations suivantes (fig. 74):

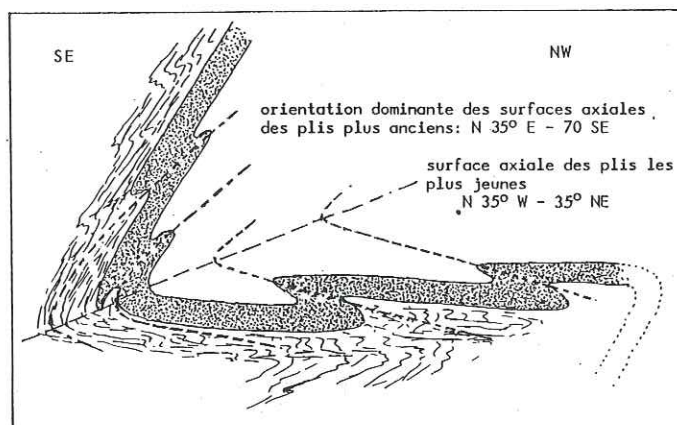


Fig. 74. Schéma des relations entre les deux phases de plissement "en retour" observables au-dessus de Mondrou.

Le pli le plus récent a une vingtaine de mètres d'envergure; il affecte le contact entre les quartzites de la Série du Grand Laget et les gneiss micacés du Métailler. Dans ces gneiss, quelques petits plis centimétriques sont conformes à la structure principale. Tel n'est pas le cas des plis décimétriques du banc quartzitique: plans axiaux différents de celui de la grande structure, d'ailleurs changeants, vergences non symétriques sur les deux flancs du pli. En revanche tout s'explique si on imagine des plis "en retour" à axe fortement incliné repris et ré-orientés par la grande structure.

Les plis de ces deux phases ont été longtemps confondus car ils possèdent de nombreuses caractéristiques communes, tout particulièrement le développement d'un clivage de crénulation dans les niveaux micacés (fig. 75):

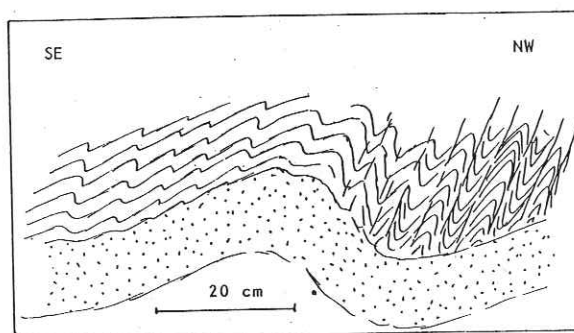


Fig. 75. Pli à plan axial fortement incliné. Clivage de crénulation. Lac des Otanes.

La carte de la répartition de ces plis et leur projection stéréographique (fig. 76 B) permet de mieux cerner leurs caractéristiques. Les plans axiaux montrent une certaine dispersion, ce qui est normal puisqu'ils ont été ré-orientés lors d'une phase plus jeune, mais ils restent toujours fortement

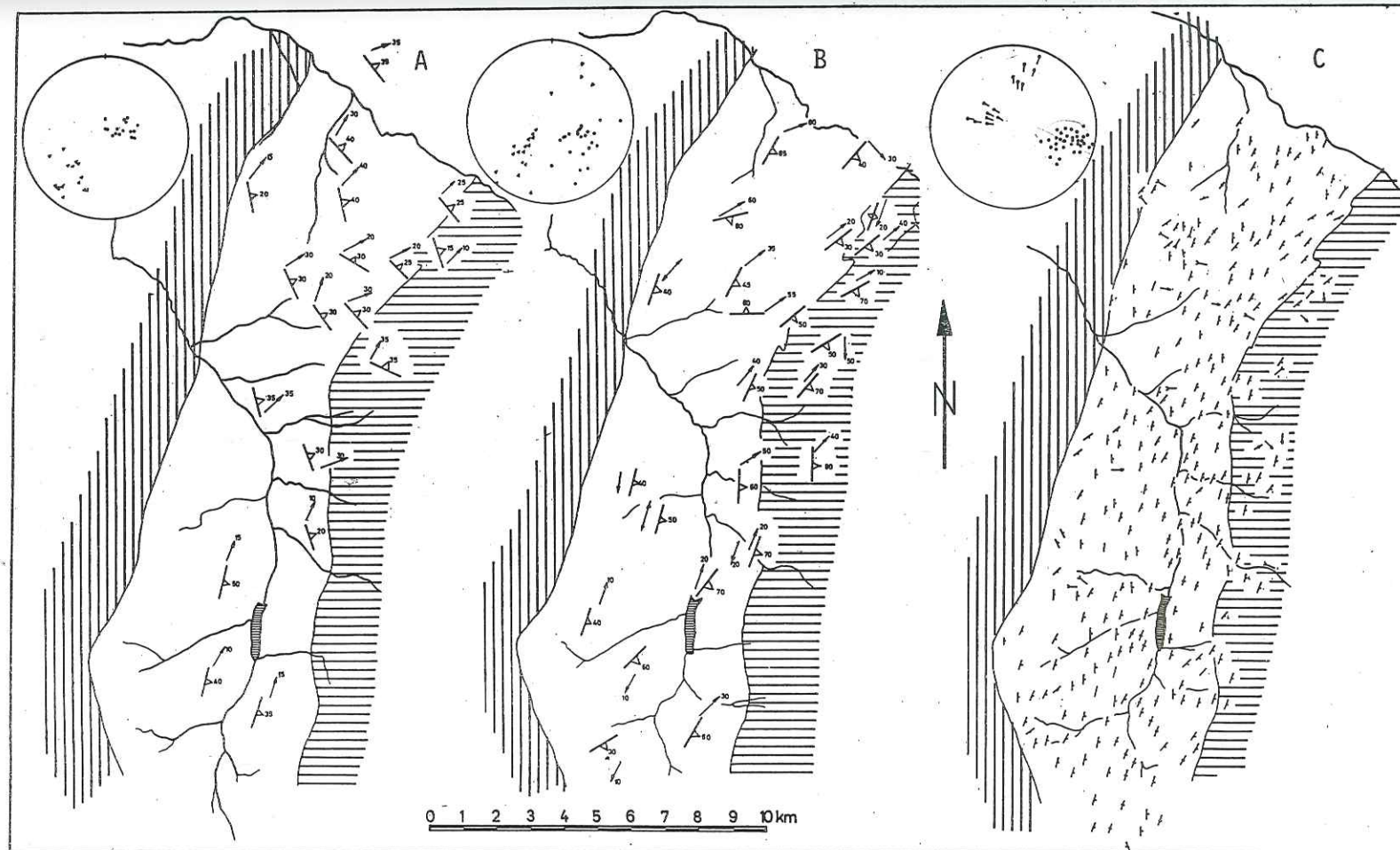


Fig. 76. Répartition des divers éléments structuraux (plans axiaux et axes). A: Plis en retour les plus récents à plans axiaux peu inclinés. B: plis en retour à plans axiaux fortement inclinés. C: plis contemporains des schistosités principales. Projections sur l'hémisphère supérieur. • : pôles des plans axiaux. ▲ : axes de plis accompagnés d'une crénulation. ◀ : axes de plis accompagnés de la schistosité.

inclinés et c'est là leur caractéristique principale. Les valeurs moyennes sont, pour les plans axiaux, une direction de N35°E et une inclinaison de 70° vers le SE, et, pour les axes, une inclinaison faible vers le NNE, de rares plis plongeant vers le SSW.

Leur déversement se fait vers le SE. Les plis ouverts, tel celui de la figure 75 sont déversés vers le NW, alors que les plis plus fermés (fig. 77) sont déversés au SE et sont beaucoup plus courants que les autres. Ainsi,

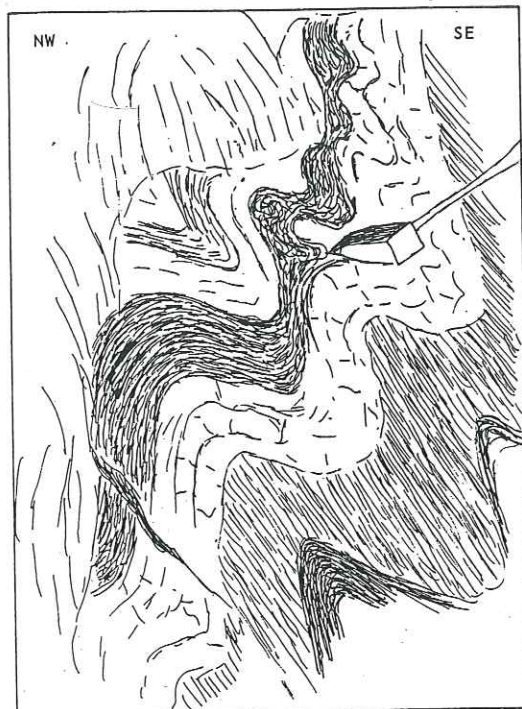


Fig. 77. Pli à plan axial raide et déversé vers le SE. SW du Mt. Brûlé.

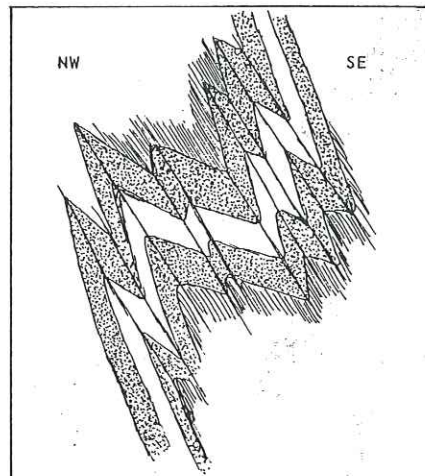


Fig. 78. Schéma de la répartition du déversement des plis mineurs dépendant d'une grande structure déversée vers le SE.

les plis ouverts appartiendraient aux flancs renversés d'un plissement déversé vers le SE (fig. 78): il est normal qu'ils soient à contresens, puisqu'ils sont au flanc inverse.

D'assez grands plis de cette phase sont facilement accessibles, dans le bas du Valsorey, juste avant le premier pont sur le torrent. Ils se trouvent dans des gneiss amphibolitiques rubanés que la route met à l'affleurement. Exceptionnellement, leurs axes sont inclinés vers le SSW.

B. LES STRUCTURES CONTEMPORAINES DE LA SCHISTOSITE

Dès qu'on aborde les structures contemporaines de la schistosité, les relations deviennent très difficiles à débrouiller. Il sera ici proposé surtout un inventaire de ces structures

1. Les grandes structures

Il existe un premier groupe de plis dans la région Rognieux-Becca Midi-Servay, donc au N du terrain étudié. Ces plis n'ont pas de charnières visibles et restent donc un peu hypothétiques (voir les fig. 68 et 69). Cependant, en leur absence, toute une série de données restent inexplicables:

- Le raccord entre la Zone de Siviez s. st. et la lame du Rogneux, avec disparition de la première vers le S et de la seconde vers le N. Le pli, qui assurerait ce raccord, aurait sa charnière oblitérée par la schistosité.
- L'épaississement de la Zone de Siviez au droit de l'arête de Servay, avec en son coeur, une très probable lame de quartzite, difficile à démontrer à cause de l'analogie des faciès de toutes ces roches (voir fig. 37).
- La Série de Challand et ses quartzites albitiques subissent également un épaississement considérable dans le versant de la vallée de Bagnes: les quartzites sont doublés par plissement (au minimum)
- De part et d'autre de la vallée de Bagnes, les limites ne correspondent pas toujours, surtout en ce qui concerne celles du Métailler. A cause de l'importance de la couverture quaternaire, le détail de ces correspondances nous échappe. Cependant, il semble que les unités externes, non concernées par ce pli, sont dans le prolongement les unes des autres sur les deux versants, alors que ce n'est pas le cas pour les unités internes, justement là où ce pli devrait passer.

Pour répondre aux conditions géométriques induites de la carte, ce pli devrait avoir un plan axial assez raide, parallèle à la schistosité principale, et des axes plongeants vers le N. Il est facile de reconstituer la géométrie en imaginant ce pli "déroulé" (fig. 79):

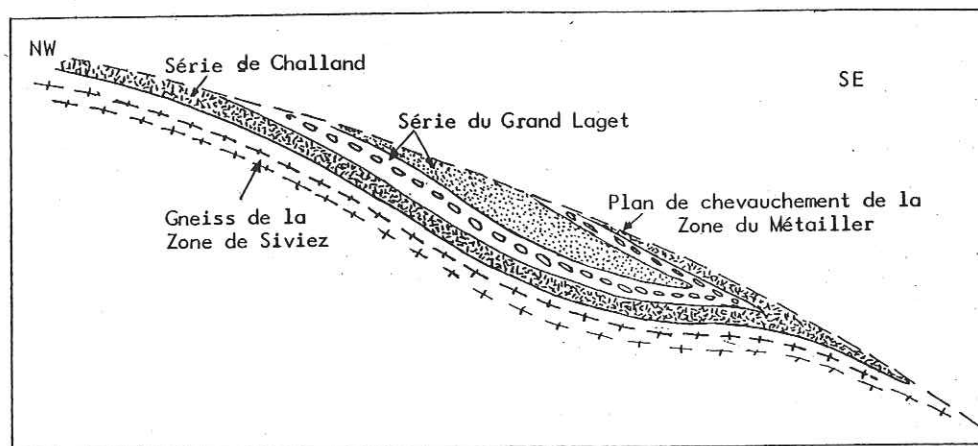


Fig. 79. Relations entre les Zones de Siviez, de la Ly et du Métailler en l'absence de pli

Cette reconstitution permet de constater:

- que le pli est postérieur au chevauchement de la Zone du Métailler, puisque le plan de chevauchement est impliqué dans le plissement
- que le pli est postérieur à celui qui affecte la Série du Grand Laget, puisque les deux flancs de ce pli sont repris.

La deuxième région affectée par de grands plis est celle du Mt. Brûlé. Là également les charnières sont invisibles et le détail des plis est difficile à établir, à cause de la grande ressemblance des diverses assises qui y sont impliquées. Dans toute cette région, les roches montrent une très forte linéation minérale due aux albites. Grâce à cette linéation, il est possible de préciser les caractéristiques géométriques des plis: plans axiaux parallèles à la schistosité, axes perpendiculaires aux directions générales de la chaîne, donc inclinés vers l'ESE. Les textures des roches affectées par cette déformation ne peuvent être confondues avec les textures plus récentes (fig. 80 et 81): il s'agit d'une modification intime de la roche, alors que tout ce qui apparaîtra par la suite ne sera que ré-arrangement de minéraux sans recristallisations importantes.

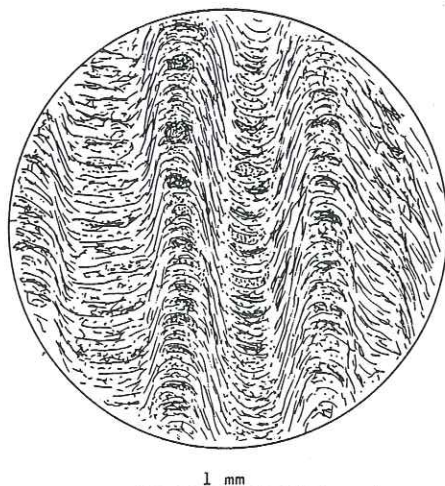


Fig. 80. Clivage de crénulation des plis récents. Goli des Otanes.

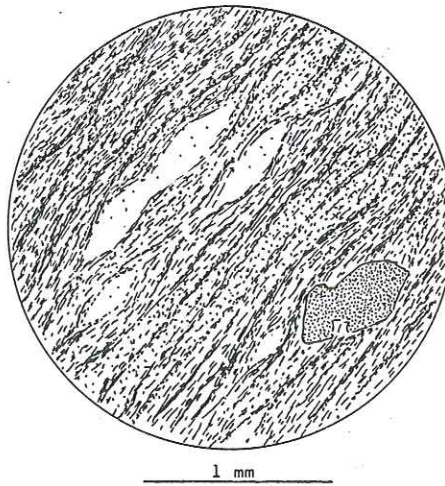


Fig. 81. Linéation minérale avec albites étirées. Mt. Brûlé.

2. Les petites structures

Le premier point important que révèle l'esquisse tectonique (fig. 76 C) est l'existence d'une discordance angulaire d'environ 10° entre d'une part la schistosité principale et, d'autre part, les limites des grandes unités. Elle apparaît surtout bien le long du bord externe de la Zone du Métailler, qui est elle-même une limite tectonique. L'angle est assez faible pour qu'il soit difficile de le voir sur le terrain. Font cependant exception les vastes affleurements à l'E du Grand Laget où le contraste de couleur entre les gneiss foncés du Métailler et les quartzites clairs du Grand Laget facilite encore l'observation (fig. 82)

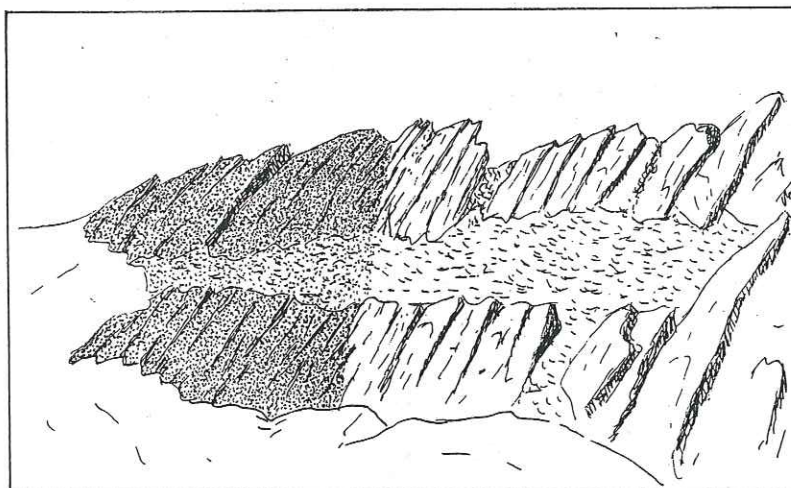


Fig. 82. Discordance entre la schistosité principale et la limite quartzites clairs du Grand Laget / gneiss foncés du Métailler. Affleurement à l'E du Grand Laget.

Il est très probable que la schistosité principale résulte de la superposition de plusieurs schistosités parallèles ou subparallèles. De même, les petits plis observables sont probablement nés au cours de plusieurs phases tectoniques dont l'inventaire n'a pas pu être dressé. La projection stéréographique de leurs axes (fig. 76 C) montre que, si de nombreux plis sont pa-

rallèles aux structures principales, d'autres leur sont perpendiculaires.

Les plis perpendiculaires, plongeants donc vers l'ESE, sont accompagnés par la forte linéation décrite ci-dessus (fig. 81). Repris par des plis postérieurs, ils pourraient avoir été ré-orientés parallèlement à la chaîne. Mais certains, et sans doute la plus grande partie des petits plis parallèles à la chaîne ont pris naissance dans cette orientation et sont contemporains des grandes structures. Un essai de groupement de ces plis basé sur leur style n'a donné aucun résultat. Ils ont en commun d'être isoclinaux (fig. 83 et 84), mais, pour le reste, la lithologie semble plus déterminante du style que la phase au cours de laquelle ils ont pris naissance

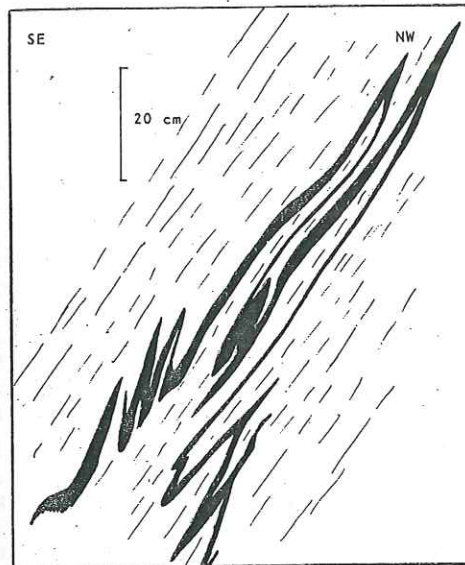


Fig. 83. Niveau de dolomie du Permocarbone dans des quartzites micacées. Route de la cabane Brunet.

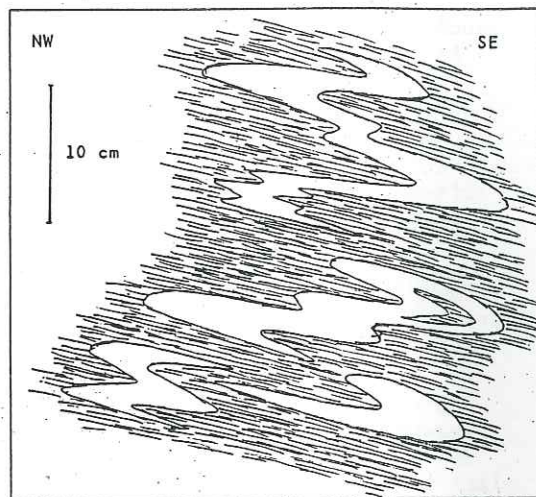


Fig. 84. Filonnet de quartz dans des gneiss montrant des figures de double plissement. Arête de Tsalevey, 2000 m.

C. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

En résumé, les phases plicatives donnant naissance à des structures discernables et à grande échelle sont les suivantes:

6. Ondulations à axes perpendiculaires à la chaîne.
5. Plis à déversement SE, plan axial faiblement incliné vers le NE, axes plongeants au NE, fort clivage de crénulation.
4. Plis à déversement SE, plans axiaux fortement inclinés au SE, axes plongeants faiblement au NE, fort clivage de crénulation
3. Plis perpendiculaires à la chaîne (Mt. Brûlé), axes plongeant à l'ESE, plans axiaux dans la schistosité, très forte linéation minérale.
2. Plis parallèles à la chaîne et à schistosité axiale oblitérant les charnières (Rogneux-Servay), axes plongeant probablement vers le NE.
1. Mise en place des grandes unités (peut-être naissance du synclinal Rogneux-Laget) éventuellement antérieure à la naissance de la schistosité

Les plis 2 et 3 sont peut-être intervertis, leurs relations chronologiques étant encore inconnues. Les plis de la phase 2 ont pu naître au cours de phases multiples. L'inventaire établi ici est donc un minimum.

HISTOIRE DU METAMORPHISME

Les minéraux et les phases de déformations ayant été répertoriés, il reste à étudier leurs relations réciproques. De ce point de vue, les roches de cette région peuvent être réparties en trois catégories:

- Les sédiments des couvertures permo-carbonifères qui n'ont subi que les déformations et le métamorphisme alpins.
- Les micaschistes et les gneiss de l'Ensemble du Mont Mort qui, tout au contraire, ont été en grande partie épargnés par les phénomènes alpins. L'héritage du passé y est presque intact.
- Les autres gneiss et micaschistes des socles ante-alpins (Chenalette, Bourg St. Pierre et Siviez) qui ont été malmenés pendant l'orogénèse alpine et qui sont le fruit de cette rétro-morphose.

A. LES SEDIMENTS DES COUVERTURES PERMO-CARBONIFERES

Les quartzites, grès et schistes siliceux ou argileux des diverses couvertures permo-carbonifères sont évidemment très recristallisés, mais pas assez pour que les caractères initiaux des sédiments soient effacés.

Les quartz des conglomérats et des grès grossiers conservent leur individualité de galets ou de gravillons, quelquefois monocristallins, le plus souvent constitués de nombreux cristaux fortement engrenés les uns dans les autres (fig. 55).

Les feldspaths ont l'histoire la plus riche, mais les différents stades de cette histoire ne sont pas toujours corrélables avec les phases de déformation. Rares sont les plagioclases détritiques envahis par de la séricite au point d'être indéterminables. Des albites faiblement altérées, de grande taille, maclées souvent en échiquier, semblent avoir une origine détritique (fig. 85). Dans les niveaux de tuf volcanique, des albites étonnamment fraîches sont souvent idiomorphes; certaines d'entre elles sont également maclées en échiquier (fig. 86).

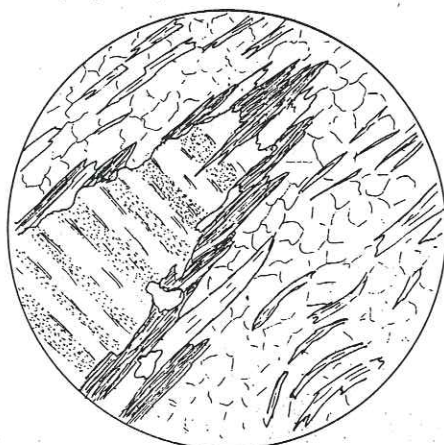


Fig. 85. Grande albite peu altérée entourée de chlorite dans une matrice de quartz et mica blanc. Série du Grand Laget, région du Pissot

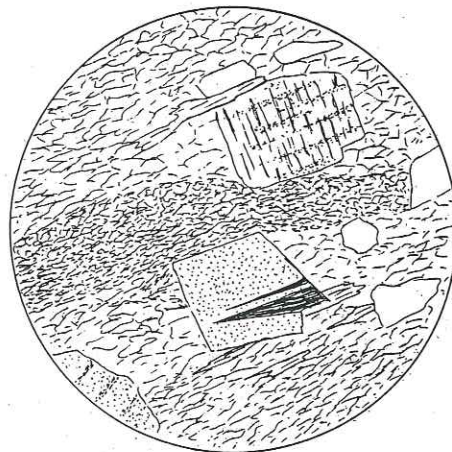


Fig. 86. Albites presque idiomorphes dont une avec macle en échiquier, dans quartz, albite, mica blanc. Tuf volcanique du Grand Laget.

A l'autre bout de leur histoire, les albites se présentent en grands cris-

taux ocellaires limpides mais riches en inclusions orientées, d'apparence très fraîche, donc de recristallisation récente. C'est leur faciès le plus courant dans les ovardites, où souvent les impuretés se suivent d'une albite à l'autre, dans le prolongement de celles de la matrice (fig. 87). Or, dans certains cas, la cristallisation de ces albites ocellaires a été assez précoce; en effet, quelques-unes d'entre elles avaient déjà acquis leurs caractéristiques, emprisonnant une schistosité, alors que la matrice poursuivait son évolution et modifiait sa géométrie (fig. 88). En comparant la première schistosité (prisonnière des albites) et la nouvelle visible dans la pâte, il semble qu'elles résultent de la même déformation, la deuxième étant l'amplification de la première.

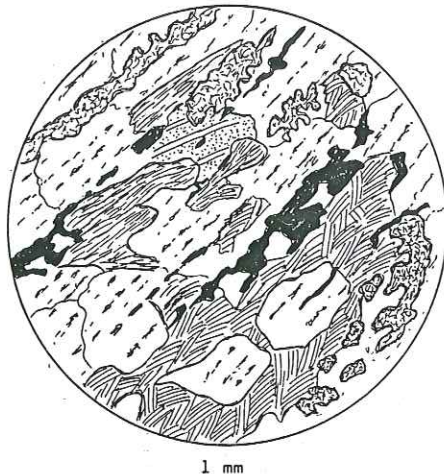


Fig. 87. Grandes albites ocellaires à inclusions orientées, avec chlorite, épidote et minéraux opaques. Série de Challand à Becca Midi.

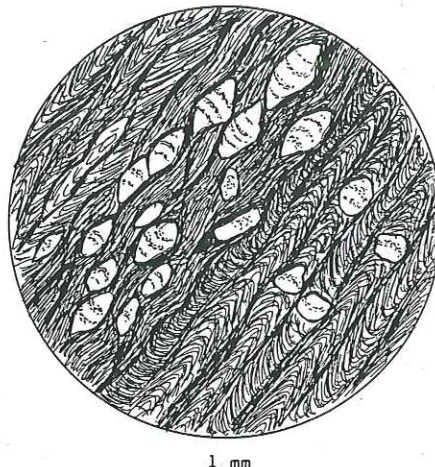


Fig. 88. Albites emprisonnant une ancienne schistosité. mica blanc et graphite. Z. Houillère, Chaux des Planards, pt. 2578.

Il y a de bonnes raisons de penser que ces albites ont cristallisé au début d'une des phases accompagnées d'un clivage de crénulation (phase 4 ou 5 de la liste précédente). Mais il existe des albites ocellaires encore plus anciennes: elles sont légèrement altérées, moulées par une schistosité dessinée par les phyllosilicates et déterminent des ombres de pression remplies de quartz. (fig. 89). Leurs impuretés montrent qu'elles ont été tournées les unes par rapport aux autres. Ces albites ont dû commencer leur cristallisation au début d'une phase de déformation contemporaine de la schistosité.

Les phyllosilicates occupent une place importante dans ces roches, mais fournissent peu d'informations quant à leur histoire. Le mica blanc est certainement précoce, puisqu'il est déformé par les clivages de crénulation (fig. 80). La chlorite des ovardites apparaît très fraîche et non déformée; elle pourrait avoir recristallisé jusqu'au moment des phases à crénulation. La chose est plus difficile à démontrer pour le stilpnomélane: les aiguilles d'une première génération sont déformées par une crénulation, alors que celles d'une génération plus récente recoupent le tout (fig. 90). A noter que, dans ce cas, les aiguilles de la première génération semblent contemporaines d'un mica blanc qui aurait, alors, cristallisé tardivement.

Les amphiboles sont également assez avares d'informations. Le glaucophane n'a été observé que très rarement, à l'état de toute petites aiguilles en inclusions dans les albites ocellaires. L'actinote est moins rare, souvent voisine de la chlorite et de l'épidote (fig. 53).

Cette dernière est généralement en petits grains, par exemple dispersés dans

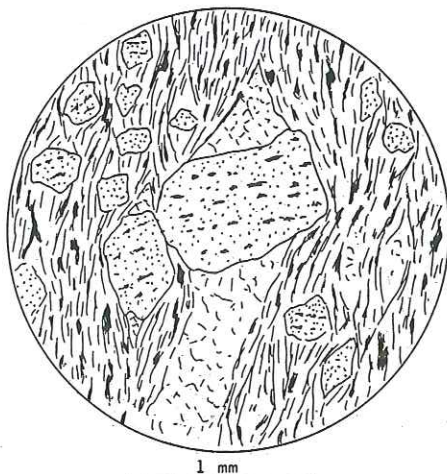


Fig. 89. Albite ocellaire moulée par la schistosité, tournée et accompagnée d'ombres de pression. Versant E dans Grand Laget.

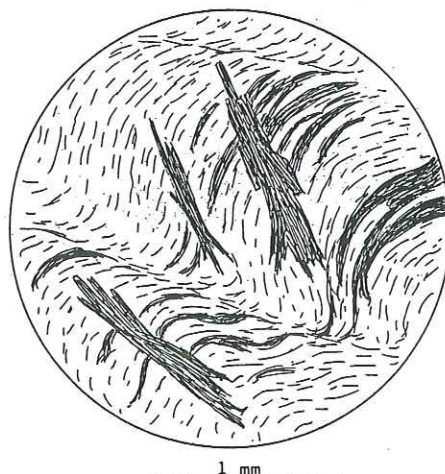


Fig. 90. Deux générations de stilpnomélane dont une déformée par la crénulation. Goli des Otanes.

la chlorite chez les ovaridites (fig. 87). Mais elle peut aussi constituer de véritables lits de gros cristaux où elle est localement associée à du quartz et semble assez ancienne (fig. 91).

La calcite est un des derniers minéraux à cristalliser: les zones calcitiques contiennent de nombreuses petites albites très limpides qui, aux inclusions près, ressemblent aux albites ocellaires tardives (fig. 92).

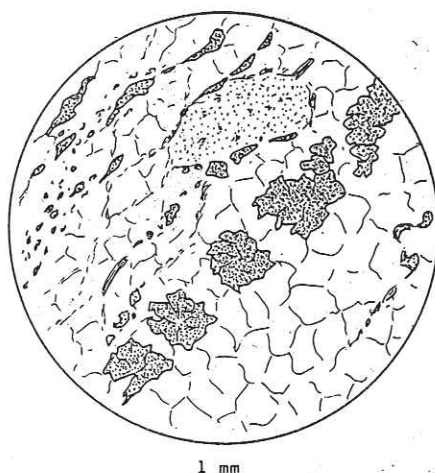


Fig. 91. Gros cristaux d'épidote formant un filonet dissocié dans du quartz et de l'albite. Z. Houillère, E du Mourin.

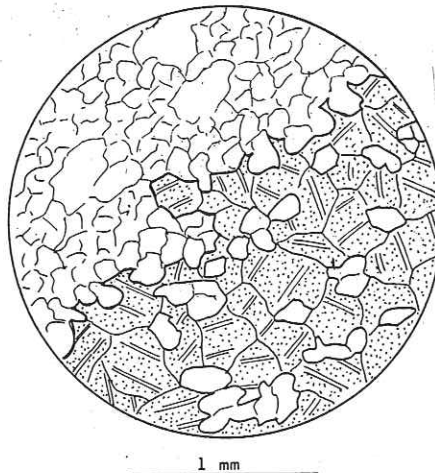


Fig. 92. Calcite en gros cristaux en-serrants des albites limpides de type ocellaire. Zone Houillère, Pointe des Trois Lacs.

En résumé, les minéraux de ces roches pourraient être distribués en deux:

- Ceux qui sont contemporains de la schistosité ou des schistosités principales: quartz, albite, mica blanc, chlorite, glaucophane, actinote, stilpnomélane, épidote et sphène.
- Ceux qui leur sont postérieurs: quartz, albite, chlorite, stilpnomélane, calcite et tourmaline.

B. LES MICASCHISTES DU MONT MORT

Vu la richesse minéralogique de ces roches, il est possible de pénétrer quelques détails de leur histoire. La plus grande partie de ces micaschistes semble avoir été épargnée par les déformations alpines; ces roches, très fraîches, constituent un premier groupe, distinct d'autres roches, surtout fréquentes sur les bords de l'Ensemble du Mont Mort, où d'importantes modifications résultent de déformations postérieures.

1. Roches non modifiées.

Les minéraux les plus anciens, encore localement intacts, vont conserver une partie de leur mystère, parce que l'interprétation de leurs relations avec leurs voisins reste conjecturale. Il s'agit du plagioclase, du mica blanc et du grenat.

L'ancienneté du plagioclase est attestée par son rôle de corps résistant moulé par la schistosité, et par les ombres de pression ainsi ménagées (fig. 93). Tout le reste prête à discussion, comme ces agrégats de grands cristaux légèrement séricitisés, engrenés les uns dans les autres (fig. 94). Du mica blanc et de la biotite les accompagnent, mais nous allons voir qu'ils sont plus jeunes.



Fig. 93. Plagioclase moulé par la schistosité avec biotite dans les ombres de pression. Matrice de quartz, biotite, mica blanc, oxydes. Becs Noirs.

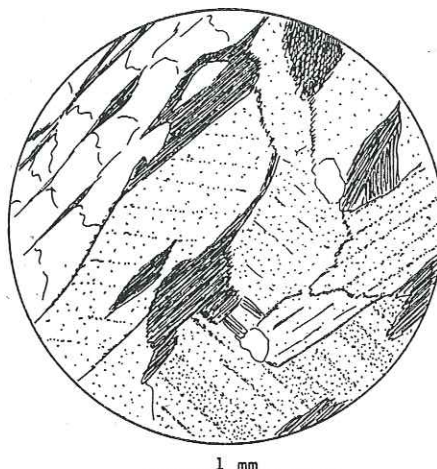


Fig. 94. Grands cristaux de plagioclases engrenés, avec de la biotite et du mica blanc. Bourg St. Bernard.

Dans quelques échantillons, de grands plagioclases enferment une première schistosité, prolongée à l'extérieur du cristal par des micas blancs. Il arrive que ce porphyroblaste soit postérieur à la naissance d'un microplis (fig. 95). Le même type de microplis se retrouve très localement dans des micas blancs impurs; à l'extérieur du mica blanc plissé, le pli est mimétisé par des phyllosilicates plus jeunes disposés en arcs polygonaux (fig. 96).

Dernier minéral de grande ancienneté, le grenat peut avoir conservé toute sa fraîcheur (fig. 29). Il contient alors quelquefois des vagues fantômes d'anciennes structures emprisonnés lors de sa croissance. Mais le plus souvent, le grenat est altéré, de la biotite et quelques paillettes de mica blanc occupant partiellement l'espace de minéraux attaqués (fig. 97). Ce rôle peut aussi être tenu par de la chlorite (fig. 98)

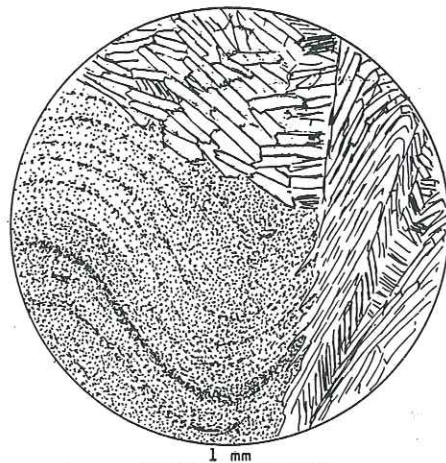


Fig. 95. Plagioclase ayant emprisonné un pli qui se prolonge en dehors du cristal, mais plus aigu. Les Darreys, torrent de Perche.



Fig. 96. Micas blancs fortement plissés bordés d'arc polygonaux de biotite et de mica blanc. Les Darreys, torrent de Perche.

On sait ainsi qu'il y a plusieurs générations de mica blanc: ceux qui sont plissés et ceux qui sont disposés en arc polygonaux, ceux qui moulent les grenats, et ceux qui les recourent (fig. 98)

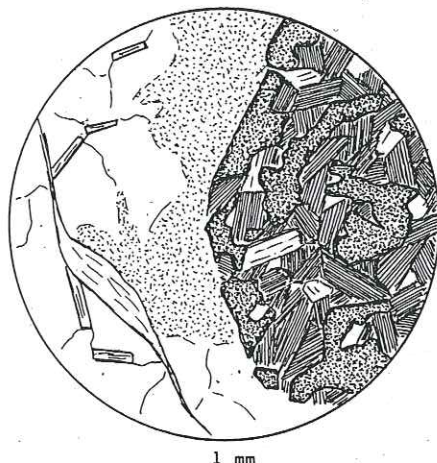


Fig. 97. Grenat remplacé par de la biotite et du mica blanc. Fond de quartz, deux micas blancs qui se recoupent, et séricite. Croix de Tsoussé.

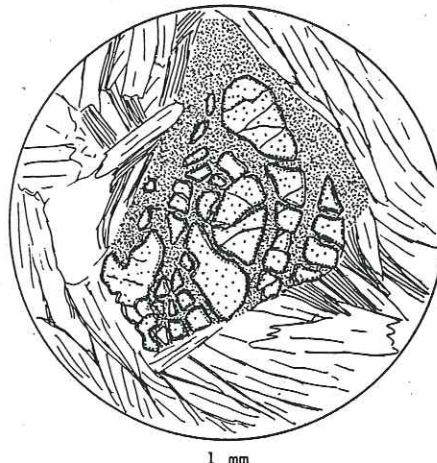


Fig. 98. Grenat altéré et chlorite. Fond de quartz, biotite et mica blanc. Une génération moule le grenat, l'autre le recoupe. Plan de Tcholeire.

De beaux cristaux de staurotide, parfaitement intacts, ont souvent échappé à toute déformation (fig. 26). Les plus embryonnaires croissent à travers une ancienne schistosité qu'ils emprisonnent (fig. 99). Le chloritoïde trouvera là un lieu de croissance privilégié, accompagné souvent par de la séricite. Même séricitisés, les cristaux de staurotide peuvent conserver leurs formes initiales, ce qui démontre l'absence de déformation après la croissance du minéral, bien qu'il soit en voie d'altération (fig. 100)

Comme la staurotide, la biotite, en gros cristaux rougeâtres, peut être poeciloblastique, fossilisant une ancienne schistosité, alors qu'elle est

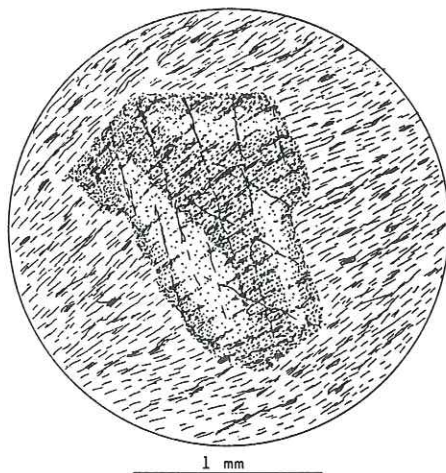


Fig. 99. Cristal de staurotide croissant à travers la schistosité (micas blancs et oxydes). Plan des Dames.

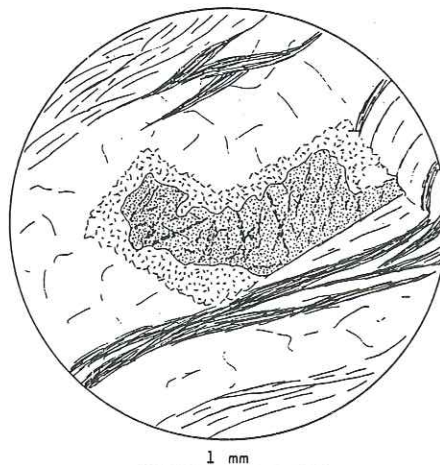


Fig. 100. Staurotide altérée en séricite, mais non déformée. Fond de biotite, mica blanc, quartz. Mont Mort.

elle-même moulée par une nouvelle schistosité; mais d'autres biotites semblent croître dans son ombre de pression (fig. 101). Biotite et mica blanc arrivent à constituer des agrégats de grandes lattes non déformées (fig. 102.)



Fig. 101. Biotite contenant les traces d'une ancienne schistosité et moulée par une nouvelle schistosité. Plan des Dames.



Fig. 102. Agrégats de grands cristaux de mica blanc et de biotite ne montrant aucune trace de déformation. Torrent de Pieudet.

Les phyllosilicates, on l'a vu, n'ont pas tous le même âge. La staurotide emprisonne les plus vieux d'entre eux, mais, par la suite, la présence des cristaux de staurotide favorise la naissance d'ombres de pression dans lesquelles croissent de grands micas noirs et blancs (fig. 103). Or il se trouve que, dans certains cas, ces relations sont inversées. Par exemple (fig. 104) on est obligé d'imaginer la chronologie des faits suivante:

- présence initiale d'un grenat moulé par les micas blancs de première génération.
- développement de biotite dans l'ombre de pression du grenat, biotite

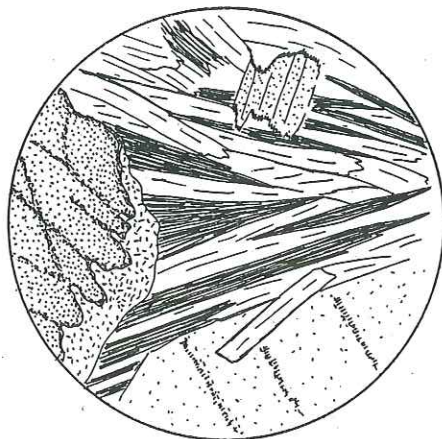


Fig. 103. Biotite et mica blanc dans l'ombre de pression d'une staurotide. En bas, oligoclase; en haut est en travers: chlorite. Bourg St. Bernard.

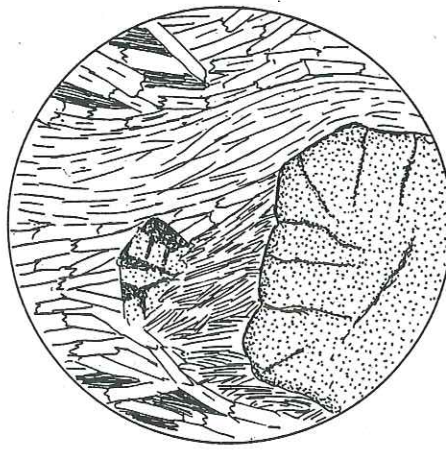


Fig. 104. Grenat et mica blanc en arcs polygonaux et dans l'ombre de pression du grenat. Staurotide recoupant le tout. Les Darreys, torrent de Perche.

- probablement contemporaine des biotites et micas blancs qui dessinent un vague arc polygonal calqué sur le mica blanc de première génération.
- croissance du minéral de staurotide qui recoupe le tout,
 - altération de la staurotide en chloritoïde et séricite peut-être en même temps que la biotite de l'ombre de pression se transforme en chlorite.

La conclusion qui s'impose c'est qu'il y a soit plusieurs générations de phyllosilicates tardifs, soit plusieurs générations de staurotide. La deuxième explication rendrait également compte du fait que dans le même échantillon cohabitent des staurotides parfaitement fraîches et d'autres totalement épi-génisées par du chloritoïde et de la séricite.

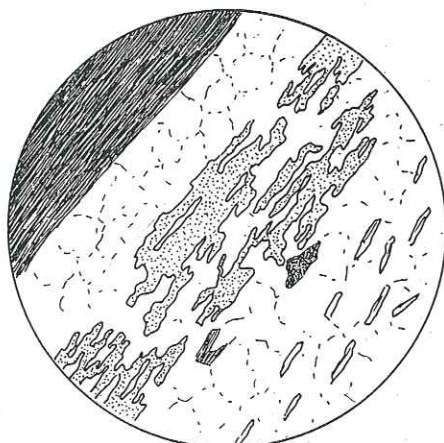


Fig. 105. Andalousite sur fond de quartz et de mica blanc. En bordure, de la biotite. L'Hospitalet.

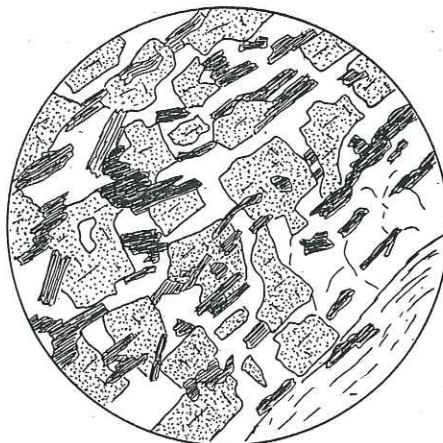


Fig. 106. Croissance d'andalousite, toujours sur fond de quartz, de mica blanc et biotite. L'Hospitalet.

Parmi les derniers cristaux à naître, l'andalousite présente tous les stades de sa croissance poeciloblastique, en partant des premières plages très disjointes d'un même cristal (fig. 105), allant vers des plages de plus en plus

grandes et aux limites cristallines (fig. 106), pour finir par la création d'un grand cristal qui a emprisonné de la biotite et de la staurotide, avec un peu de quartz sur ses bords (fig. 107).

Quant à la sillimanite, son occurrence est trop rare pour que ses relations avec les autres cristaux soient bien définies. Elle est tardive, puisque ses aiguilles croissent à l'intérieur des biotites, ces mêmes biotites qui ont emprisonné une ancienne schistosité (fig. 108)

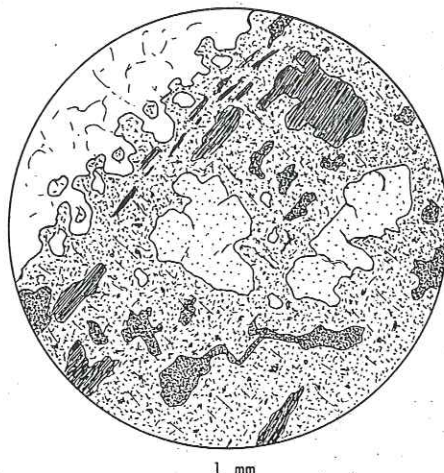


Fig. 107. Grand cristal d'andalousite contenant staurotide, biotite et quartz. L'Hospitalet.

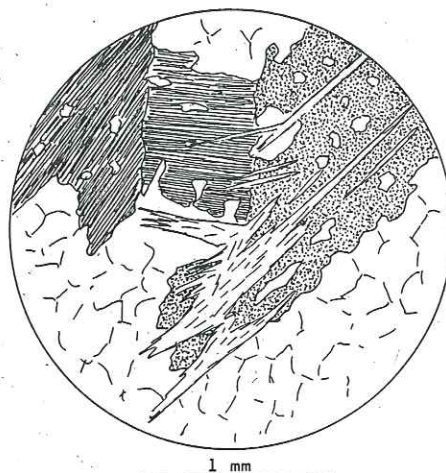


Fig. 108. Aiguilles de sillimanite dans de la biotite. L'Hospitalet.

En résumé, ces roches racontent l'histoire suivante:

1. Lors d'une première phase de métamorphisme, apparaissent un plagioclase relativement basique (oligoclase-andésine), du mica blanc et du grenat. Le mica est disposé suivant une schistosité accusée et il est lui-même localement plissé; le grenat peut contenir la trace d'une schistosité.
2. En l'absence de toute déformation, blastogenèse de plagioclase, de biotite et de staurotide qui tous fossilisent la schistosité précédente.
3. Nouvelle phase de déformation et naissance d'une nouvelle schistosité qui moule les plagioclases, les staurotides et les biotites récemment apparus. Dans leurs ombres de pression se développent des micas blancs et noirs.
4. Poursuite de la croissance de ces micas qui forment de grandes paillettes disposées en arcs polygonaux moulant les plis précédents. Ces paillettes ne semblent plus avoir été déformées par la suite.
5. Naissance et développement d'une staurotide tardive (pas certaine) et d'andalousite qui, elle, emprisonne tous les minéraux précédents. La sillimanite se forme sans doute au même moment.
6. Pseudomorphose de la staurotide par du chloritoïde et de la séricite, du grenat et de la biotite par de la chlorite.

A moins d'admettre que l'andalousite et la sillimanite sont alpines, ce que personne ne fait pour cette région, il faut renvoyer ces phases de métamorphisme à une orogénèse antérieure. Ce qui est curieux, c'est que ces roches semblent avoir échappé non seulement au métamorphisme alpin (auquel on pourrait rapporter la phase 6), mais elles ont surtout échappé à la déformation alpine: les staurotides pseudomorphosées par la séricite, les grenats pseudomorphosés par la chlorite ont parfaitement conservé leurs formes initiales.

Les schistosités que l'on mesure donc dans ce massif ne sont pas des schistosités alpines. Cartographiquement d'ailleurs, les directions des ensembles pétrographiques sont obliques sur les directions alpines, puisque l'Ensemble du Mont Mort disparaît vers le N, et que l'Ensemble de Bourg St. Pierre fait de même, encore un peu plus au N. L'angle entre les directions alpines et les directions antérieures est très aigu et ne se visualise pas sur le terrain.

2. Roches modifiées

Les plus modestes modifications de ces roches sont seulement mécaniques. Par exemple, les grenats sont brisés, et leurs fragments, séparés les uns des autres (fig. 109); ou bien, dans les pseudomorphose de staurotide,, les baguettes de chloritoïde dont dispersées dans la séricite en voie de déformation (fig. 110).

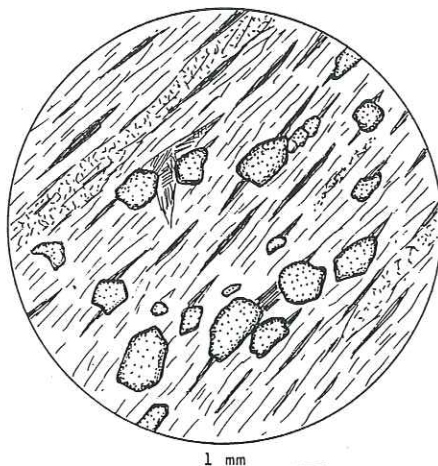


Fig. 109. Micaschiste à grenats brisés; biotite, mica blanc, chlorite. Pland de Tcholeire.

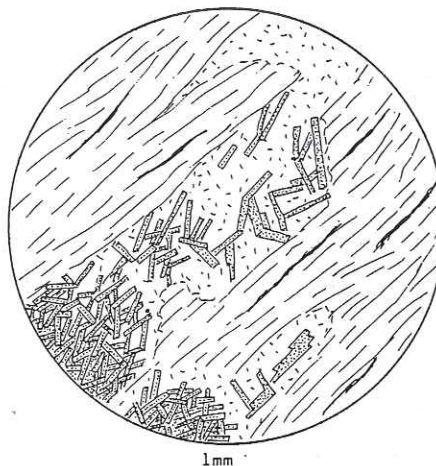


Fig. 110. Staurotide altérée et déformée avec dispersion des chloritoïdes. Torrent de Pieudet.

Dans un stade plus avancé, comme apparaissent de nouveaux minéraux, les roches commencent à ressembler aux gneiss (voir paragraphe suivant). Ainsi, dans la zone basique interne, les niveaux blancs rappellent les quartzites (fig. 111), et les niveaux foncés sont transformés en ovardites (fig. 112)



Fig. 111. Gneiss quartzitique à chlorite et calcite. Crête Sèche.

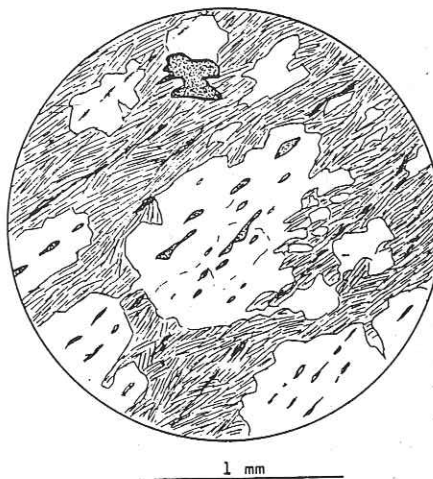


Fig. 112. Ovardite par rétrogenèse. Albite, chlorite. Crête de Menouve.

LES GNEISS DE SIVIEZ, DE LA CHENALETTE ET DE BOURG ST. PIERRE

Peut-être est-ce partir d'un à priori que de considérer que ces gneiss ont commencé par avoir la même histoire que ceux du Mont Mort. A défaut d'autant de présomption, on doit admettre qu'il y a, dans ces roches, des minéraux anciens qui furent modifiés par la suite.

1. Minéraux anciens

Ils ne sont pas sans analogie avec ceux des micaschistes du Mont Mort, mais beaucoup moins bien conservés. Acides ou basiques, toutes ces roches sont riches en séricite, minéral qui masque un plagioclase devenu complètement indéterminable (fig. 113 et 114).

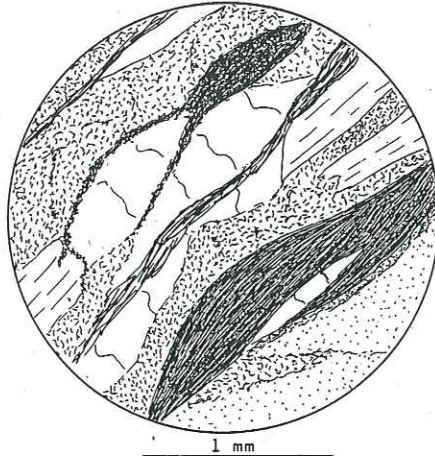


Fig. 113. Plagioclase séricitisé avec quartz, mica blanc et biotite. Mont Brûlé.



Fig. 114. Plagioclase séricitisé avec amphibole, épidote, quartz et apatite. Col du St. Bernard.

Le grenat peut avoir plus ou moins conservé ses formes initiales, mais il est toujours partiellement remplacé par de la chlorite ou d'autres minéraux que nous retrouverons bientôt (fig. 115 et 116).

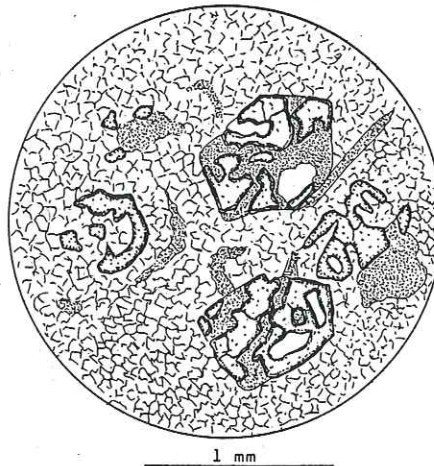


Fig. 115. Grenats épigénisés par de la chlorite dans un fond de séricite. Bourg St. Pierre.

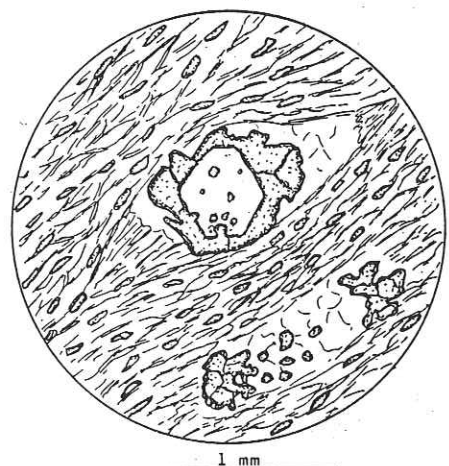


Fig. 116. Grenat associé à une albite (au milieu) ou dissocié. Ens. de Brg. St. Pierre, rte. de Niord.

Les biotites se présentent en grandes paillettes qui, lorsqu'elles ne sont pas déformées, rappellent les biotites de seconde génération du Mont Mort (fig. 117). Elles accompagnent par place la hornblende qui leur semble contemporaine, leurs cristaux ne s'interpénétrant pas (Fig. 118).

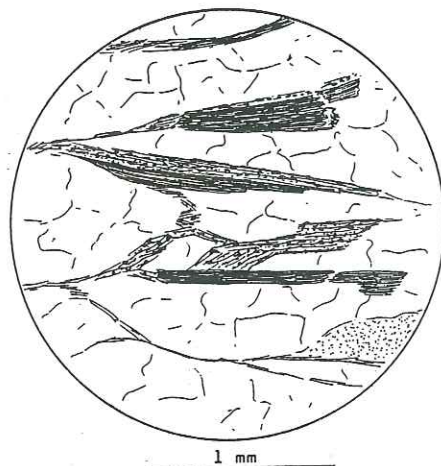


Fig. 117. Grandes paillettes de biotite partiellement chloritisées. Valsorey.

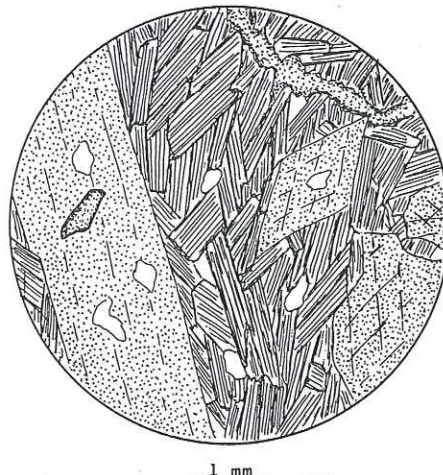


Fig. 118. Biotites et hornblendes idiomorphes. Peu de quartz et d'épidote. Fournoutse.

L'amphibole, comme le pyroxène, est un minéral qui n'a pas été rencontré dans les roches du Mont Mort; toute comparaison est donc impossible. Les amphiboles sont ici idiomorphes et elles peuvent le rester même en cas d'une certaine déformation mécanique (fig. 119). Elles ne sont pas toutes de la même génération, puisqu'on trouve de petites amphiboles idiomorphes à l'intérieur de plus grands individus (fig. 120).

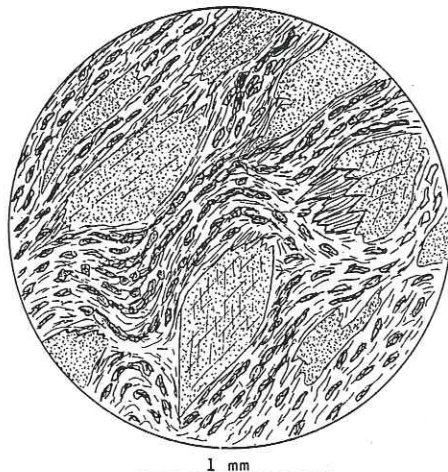


Fig. 119. Amphiboles dans une matrice déformée de chlorite, albite, sphère et épidote. Siviez, la Lui jaune.

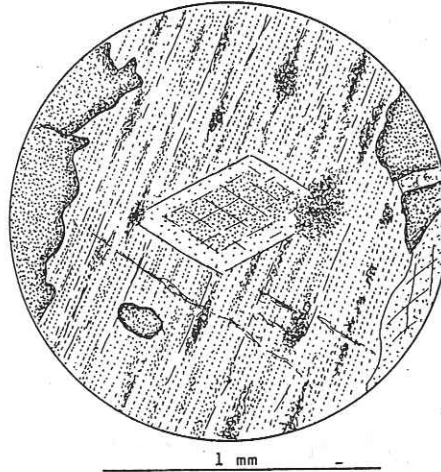


Fig. 120. Petite amphibole idiomorphe dans un grand cristal d'amphibole; sphère sur les bords. Fournoutse, Ens. Chenalette.

Les minéraux les plus caractéristiques du Mont Mort n'ont jamais été retrouvés: sillimanite, andalousite, staurotide ni son chloritoïde d'altération.

2. Minéraux nouveaux

Nous allons passer maintenant en revue des minéraux qui, pour n'être pas tous spécifiquement nouveaux, le sont par leur habitus ou par les relations qu'ils entretiennent avec les minéraux anciens.

Les phyllosilicates jouent ici un rôle important. Le mica blanc se présente en lamelles interfoliées de chlorite: elles appartiennent à une première génération et sont recoupées par d'autres grandes paillettes très pures, sans chlorite et non déformées (fig. 121). Ces derniers micas blancs pourraient être très jeunes. Dans la région du Mont Brûlé, des petits plis dépendant des phases jeunes à crénulation, sont recoupés par de telles paillettes non déformées (fig. 122).



Fig. 121. Deux générations de mica blanc, l'ancienne associée à la chlorite. Quartz, grenat et séricite. Ens. de la Chenalette, rte. de Niord.

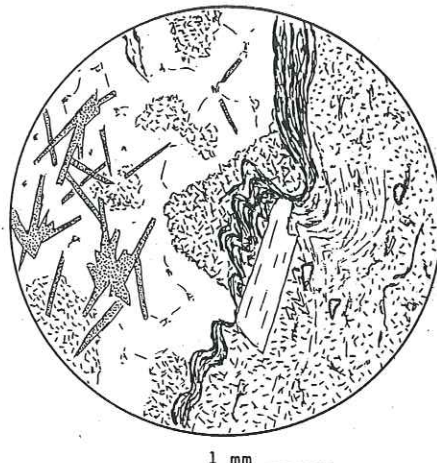


Fig. 122. Micropli dans les biotites coupé par le mica blanc. Quartz, séricite, stilpnomélane. Ens. Chenalette, Mt. Brûlé.

La biotite est très généralement chloritisée. Une altération bordière voit apparaître de la chlorite et de petites paillettes de mica blanc avec des grains d'oxydes (fig. 123). Dans un seul cas (forêt de la Lantse), il a été

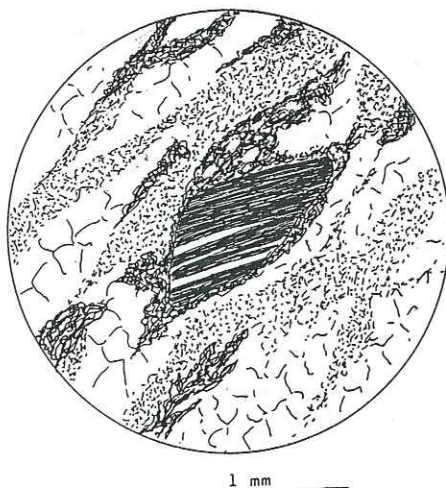


Fig. 123. Biotite altérée en chlorite, mica blanc et oxyde sur fond de séricite et quartz. Mt. Brûlé.

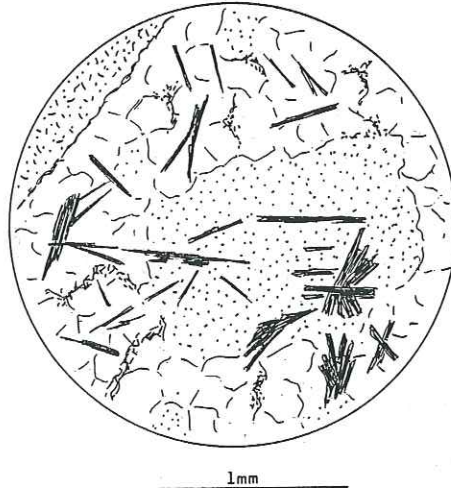


Fig. 124. Paillettes de stilpnomélane recoupant toutes les structures. Mont Brûlé.

trouvé de la biotite verte en très petits cristaux. Ailleurs, cette biotite verte n'existe que dans les gneiss de Thyon, où elle a peu de chance d'être primaire (fig. 46). Dernier phyllosilicate à cristalliser, le stilpnomélan recoupe généralement tous les autres minéraux (fig. 124), à l'exception des paillettes d'une première génération, déformées par le clivage de crénulation (fig. 90), cas qui n'a pas été observé dans les gneiss.

De grandes paillettes de biotites apparaissent comme minéral d'altération des grenats, comme au Mont Mort, mais, ici, la biotite est accompagnée, au coeur de l'ancien grenat, par du mica blanc en petites paillettes, de l'albite, de l'épidote (fig. 125). Qu'une déformation intervienne, et l'ancien grenat s'allonge: au milieu de l'amphibolite naissent ainsi de minuscules lits plus clairs qui donnent l'impression d'une amphibolite rubanée (fig. 126).



Fig. 125. Altération d'un grenat: biotite, chlorite, mica blanc, albite, épidote. Fournoutse.

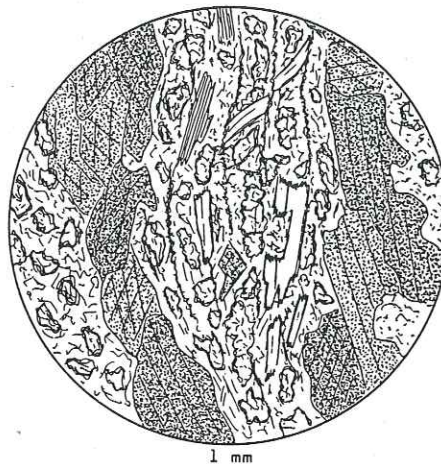


Fig. 126. Suite du processus et, par déformation, naissance d'un rubanement fin. Fournoutse.

Les plus anciennes amphiboles semblent pléochroïques et vertes, mais certaines d'entre elles ont déjà des colorations bleu vert qui sont de règle pour toutes les amphiboles plus jeunes, discordantes sur les précédentes et très repérables quand elles sont radiaires autour d'un grenat (fig. 127)

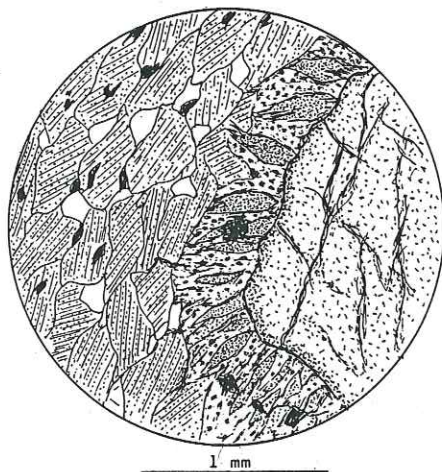


Fig. 127. Amphiboles bleues, radiaires sur un grenat; albite, épidote et grandes amphiboles vertes. Fournoutse

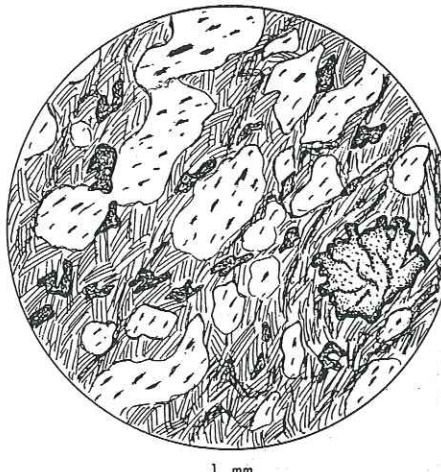


Fig. 128. Ovardité: albite, chlorite, mica blanc, épidote, sphène et gros grenat assez frais. Z. de Siviez, Challand d'en Haut.

où elles sont normalement accompagnées d'épidote, d'actinote et d'albite. Dans une autre position géométrique, par exemple prises dans la masse d'autres hornblendes elles-mêmes bleu vert, elles passent inaperçues, si bien que leur importance est difficilement estimable.

Les amphiboles peuvent être totalement rétro-morphosées et remplacées par de la chlorite, de l'albite ocellaire et de l'épidote. La roche devient alors une ovardite identique à celles du Permo-carbonifère, à la présence près des grenats qui deviennent le seul critère distinctif (fig. 128). Mais de telles rétro-morphoses sont rares. Dans les amphibolites apparaît le glaucophane, qui reste toujours accidentel. C'est déjà un minéral tardif, puisqu'il recoupe au moins l'une des schistosités dominantes (fig. 129). Il est souvent muni d'une frange verte assez fortement réfringente; probablement de l'actinote, qui est déjà moins douteuse quand elle se développe sous forme de petites aiguilles (fig. 130).



Fig. 129. Cristaux de glaucophane transverses à la schistosité et bordés d'actinote. Fond de quartz et séricite. Lacerandes.

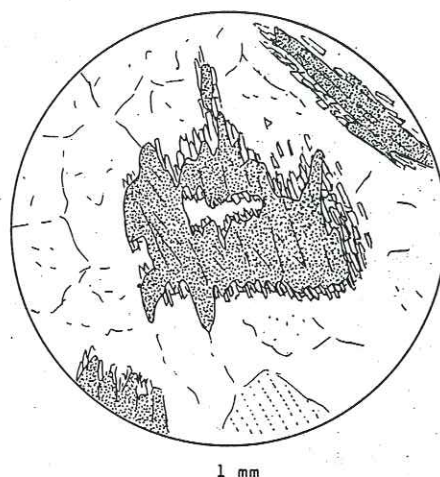


Fig. 130. Aiguilles d'actinote à la périphérie d'un glaucophane. Sommet de la Grande Chenalette.

L'actinote peut aussi naître seule, en cristaux relativement gros (fig. 131). Son âge est difficile à préciser; quelques fois elle est en compagnie d'aiguilles de stilpnomélane dont elle semble contemporaine (fig. 132).



Fig. 131. Cristaux d'actinote dans une pâte de quartz. Plan de Jeu.

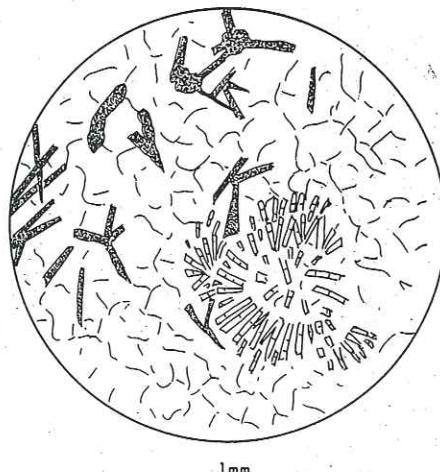


Fig. 132. Actinote et stilpnomélane, fond de quartz. Mont Brûlé

L'épidote est un minéral très fréquent dans ces gneiss, fruit, soit de l'altération des grenats, soit de celle des amphiboles. Elle est présente sous toutes ses variétés, mais leurs relations chronologiques n'ont pu être élucidées. Souvent, elle est sous forme d'amas de minuscules cristaux (fig. 133) et rarement il arrive à de grands cristaux de se développer (fig. 134): l'épidote y est postérieure à de petits lits d'anciens micas blancs et de biotite, mais recoupée par une paillette de mica blanc; elle se situerait alors entre ces deux générations de mica et ce serait une génération postérieure aux épidotes idiomorphes de la Zone de Siviez (voir fig. 41).

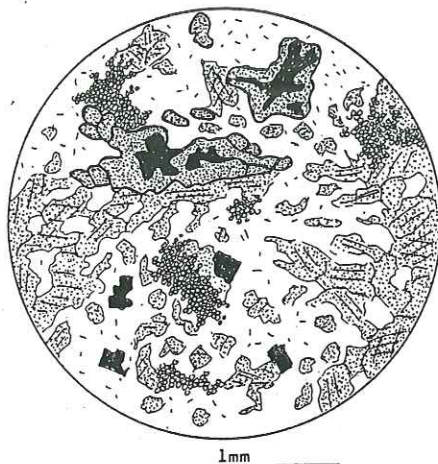


Fig. 133. Amas de petites épidotes d'une amphibolite albitique riche en sphène. Allèves, pt. 1463.

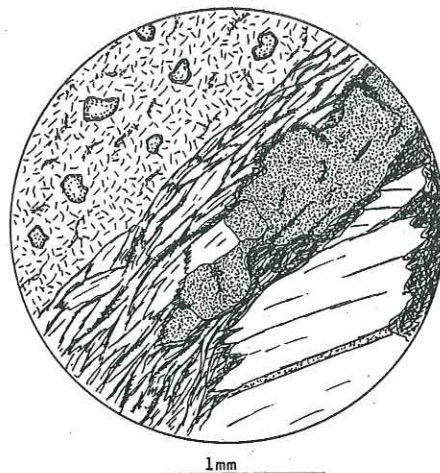


Fig. 134. Grosse épidote dans un lit de micas, coupée par un mica blanc. Col des Chevaux.

L'albite fournit quelques indications sur l'histoire des roches. A partir des plagioclases altérés (fig. 113, 114), des albites précoces apparaissent. Dans la zone des fortes linéations du Mt.Brûlé, c'est l'albite qui dessine cette linéation (fig. 81). Leur coeur est légèrement altéré et non déformé et bordé d'une auréole de petites albites limpides emplissant les vides qui dessinent la linéation (fig. 135). Dans certains cas, ces albites sont brisées, et leurs fragments, étirés suivant la linéation, les cicatrices entre les fragments étant colmatées de quartz et de chlorite (fig. 136).

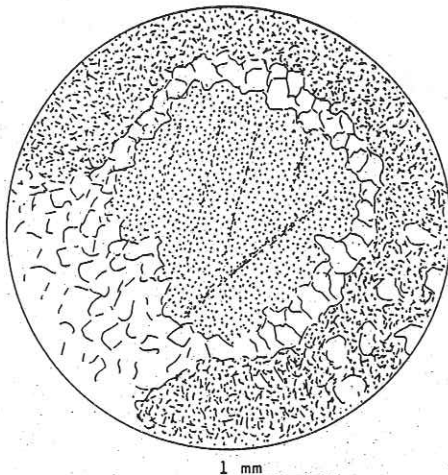


Fig. 135. Albite au coeur altéré et auréolé de petites albites (perpendiculaire à L) Mont Brûlé.

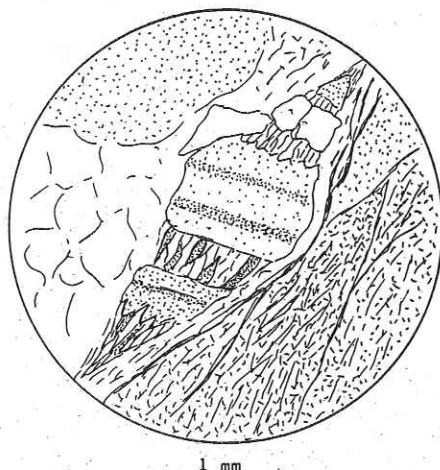


Fig. 136. Albite cassée et recimentée par quartz et chlorite Bisse du Vernay.

Lorsqu'elles sont récentes, les albites sont parfaitement limpides, que ce soit dans les couvertures (fig. 137) où les relations chronologiques restent floues, ou dans les gneiss affectés d'une crénulation tardive que l'albite recoupe visiblement (fig. 138).



Fig. 137. Albites limpides à inclusions de graphite, phyllosilicates et grenat. Lacerandes.



Fig. 138. Albite ocellaire fossilisant un clivage de crénulation. Col de Chevaux.

Il resterait quelques mots à dire de minéraux accessoires. Leur position chronologique est le plus souvent mystérieuse, au moins pour le sphène et l'apatite, dépourvus de relations claires avec leurs voisins. La tourmaline est toujours tardive, ou bien sous forme de grains simples (fig. 139) ou complexes avec un coeur plus foncé que les bords (fig. 140).

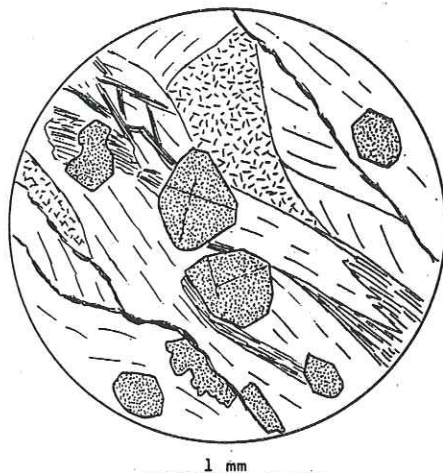


Fig. 139. Petites tourmalines pures pâte de mica blanc, chlorite, séricite. Bisse du Vernay-Mt.Brûlé.

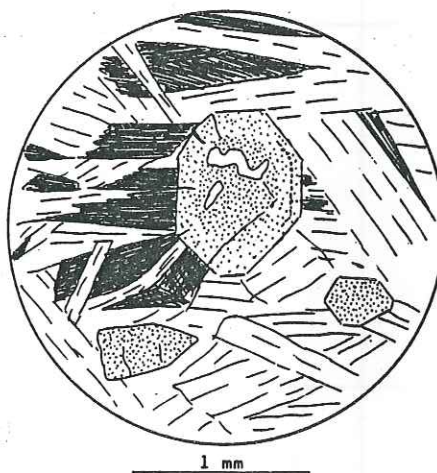


Fig. 140. Tourmaline zonée avec inclusion de quartz; mica blanc et noir. Combe de Barasson (Mt.Mort).

Ces gneiss contiennent donc des minéraux identiques à ceux des micaschistes du Mt.Mort (plagioclase, biotite, mica blanc et grenat) et d'autres minéraux présents dans les quartzites du Permo-carbonifère. Trop abîmés, les premiers ne racontent rien de leur histoire ancienne; les autres viennent dans le même ordre que chez les quartzites. Le glaucophane est postérieur à une schistosité (pas forcément alpine) et un mica blanc est postérieur à une crénulation; l'épidote précède probablement ce mica blanc.

	ANTE-ALPINES					ALPINES									
	0	1		2		0	1		2		3		4		5
MONT MORT															
grenat		—													
plagioclase		—	—	—											
mica blanc		—		—	—										
biotite			—	—	—										
staurotide		—			—?										
andalousite					—										
sillimanite					—										
séricite							—		—		—		—		
chloritoïde							—		—		—		—		
chlorite							—		—		—		—		—
CHENALETTE, SIVIEZ, etc.															
grenat		—	—	—	—										
hornblende		—	—	—	—										
biotite		—	—	—	—										
plagioclase		—	—	—	—										
mica blanc		—	—	—	—		—	—	—	—	—	—	—	—	—
albite							—	—	—	—	—	—	—	—	—
glaucophane							—	—	—	—					
actinote									—	—	—	—	—	—	—
stipnomélane													—	—	—
PERMO-CARBONIFERE															
albite							—	—	—	—	—	—	—	—	—
glaucophane							—	—	—	—					
actinote									—	—	—	—	—	—	—
stilpnomélane													—	—	—

CONCLUSIONS

A. STRUCTURES STATIQUES

La Zone du Rutor se suit en Valais par le col du Grand St. Bernard, le val d'Entremont jusqu'à celui de Bagnes, où elle se termine, probablement par ennoyage axial.

La Zone des Mischabel (Z. de Siviez) trouve également sa continuité dans les gneiss plus ou moins amphibolitiques qui dessinent une bande méridienne, presque partout à l'affleurement, de la vallée de Bagnes à la frontière italo-suisse où elle ne mesure plus que quelques (dizaines de?) mètres.

Les assises du Permo-Carbonifère se répartissent en trois Zones:

- La Zone Houillère, en avant de celle du Rutor
- La Zone de Mille entre celle du Rutor et celle de Siviez
- La Zone de la Ly, en arrière de celle de Siviez.

Les Zones du Rutor et de Siviez sont des socles cristallins polymétamorphiques; leurs couvertures permo-carbonifères se trouvent dans les trois Zones ci-dessus mentionnées, où des masses plus ou moins décollées les accompagnent probablement.

Le relai entre les deux Zones de socle dans ce segment de la chaîne, pose certains problèmes, surtout en ce qui concerne leurs couvertures mésozoïques, hélas absentes. Mais, depuis les travaux d'ELLENBERGER (1958), il existe un schéma paléogéographique que les recherches ultérieures n'ont que peu modifié. La Zone Houillère et celle du Rutor portent une couverture briançonnaise, que le contact soit considéré comme stratigraphique ou mécanique ne change rien à l'affaire (ANTOINE 1980). En Vanoise, un briançonnais plus interne affleure dans la partie occidentale. ELLENBERGER (1953) a retrouvé le même type de couverture en Valais, dans la série du Barrhorn actuellement fouillée par MARTHALER (1981)

En Vanoise, cette couverture repose sur la série de Vanoise-Mont Pourri (Carbonifère probable = Zone du Métailler), alors qu'au Barrhorn elle se trouve sur les gneiss des Mischabel (Siviez). En Valais central, la série du Barrhorn manque: elle est remplacée par une cicatrice triasique (MOIX et STAMPFLI 1981) que SCHAEER a suivie jusqu'à la vallée de Bagnes. Plus au S, elle a disparu et la Zone des Mischabel s'amincit à son tour.

Il y a trois explications possibles à ces curieuses relations entre socle et couverture:

- Les lignes isopiques des couvertures mésozoïques sont obliques sur les limites des Ensembles pétrographiques des socles, ce qui n'aurait rien de surprenant.
- La corrélation entre la Zone de Vanoise-Mt. Pourri et celle du Métailler est erronée; c'est déjà ce que suggérait ELLENBERGER (dans CABY 1968, p. 100).
- Les couvertures de type Vanoise occidentale sont autochtones sur un socle Vanoise-Mt. Pourri alors que, au Barrhorn, elles sont charriées sur la Zone des Mischabel où elles se substituent à une couverture absente.

Plusieurs de ces propositions peuvent être justes en même temps. Mais c'est la seconde qui a, à elle-seule, le plus de vraisemblance.

B. DYNAMIQUE DES STRUCTURES

Les études de terrain permettent de reconnaître, au cours du plissement alpin, plusieurs phases de déformations:

- Les premières voient se développer des plis de style similaire, contemporains du métamorphisme et du développement des schistosités dominantes (phases 1, 2 et 3).
- Au cours des phases plus jeunes, naissent des plis plus ouverts, déversés vers le SE (rétrocharriage), accompagnés de fortes crénulations axiales. Actinote, mica blanc, stilpnomélane et albite cristallisent encore.

Les études sous le microscope révèlent la présence de roches épargnées par les déformations et les recristallisations alpines. Les gneiss à minéraux, qui avaient déjà attiré l'attention de STUDER au siècle passé, ont conservé la trace de deux phases de déformation ante-alpines, grâce aux minéraux qui ont emprisonné les textures (voir tableau). D'autres gneiss (Chenalette, Bourg St.Pierre et Siviez) ont été trop rétro-morphosés au cours de l'orogénèse alpine pour avoir pu conserver, de leur composition initiale, autre chose que quelques minéraux fortement altérés: grenat, biotite, amphibole.

Quant au déroulement des événements, il existe pour cette partie de l'arc alpin, un schéma classique:

- Au Crétacé supérieur, lors d'une première phase de déformation, les roches sont soumises aux conditions de haute pression et basse température qui sont celles du faciès schistes bleus.
- A l'Eocène supérieur, une nouvelle phase de métamorphisme dans le faciès schistes verts, vient modifier la minéralogie des roches (NIGGLI et NIGGLI 1965, FREY et al. 1976, FREY et al. 1978). Elle atteint son maximum au Tessin vers 38 ma. Il y a maintenant quelques divergences quant à son âge (FREY et al. 1978), mais les déformations principales doivent tout de même se situer vers cette date, comme TRUMPY l'a montré (1973).

Les différents modèles proposés pour expliquer ce premier métamorphisme de haute pression, font intervenir, suivant la mode actuelle, le phénomène de la subduction (p.ex. DAL PIAZ 1974). Il a été poussé jusqu'à son étude thermique (OXBOURGH & TURCOTTE 1974).

Dans cette région, l'hypothèse d'un métamorphisme crétacé (BRECHBUHLER et CRISINEL 1979) peut être écartée, puisque, très probablement, les couvertures mésozoïques comportaient du Crétacé et peut-être, du Paléocène (MARTHALER 1981, CABY 1981). Donc le métamorphisme se rattache complètement à la phase lépontienne de 38 ma: les amphiboles bleues et le stilpnomélane figurent d'ailleurs sur les premières cartes concernant ces études (NIGGLI et NIGGLI 1965, BOCQUET et al. 1974).

Ces minéraux ne sont probablement pas contemporains: l'amphibole date des phases de plissement intense, ce qui n'est pas le cas du stilpnomélane. Il devrait, pour le moins, figurer dans la liste des minéraux du refroidissement.

Par ailleurs, le mécanisme de subduction semble totalement inadéquat pour expliquer la présence de roches comme celles du Mt.Mort, qui ont échappé aux influences alpines. Dans la subduction, toute la croûte est impliquée et on voit mal un massif rocheux faisant bande à part. Je partage une remarque déjà formulée: "These observations should trigger off renewed interest in stress-induced recrystallisation, 'tectonic overpressure' and the importance of chemical factors in catalysing recrystallisation" (AYRTON & RAMSAY 1974).

Concluons avec DE SAUSSURE: "On s'est trop hâté de classer les différents ordres des montagnes et d'établir des limites entre les primitives et les secondaires. Il paraît évident que la Nature n'a point pris ces divisions pour règle de ses opérations."

BIBLIOGRAPHIE

- ANTOINE, P. (1978): Feuille Mont Blanc et sa notice explicative. Carte géol France au 1:50'000, B.R.G.M. Orléans.
- ARGAND, E. (1909): L'exploration géologique des Alpes pennines centrales. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 45.
(1911): Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. Mat. carte géol. Suisse, (NS), 31.
(1934): Carte géologique de la région du Grand Combin. Mat. carte géol. Suisse, carte spéciale no. 93.
- AYRTON, S. (1980): La géologie de la zone Martigny-Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles. Eclog. Geol. Helv., 71.
- et RAMSAY, J.G. (1974): Tectonic and Metamorphic Events in the Alps. Schw. Min. Petr. Mtt., 54.
- BEARTH, P. (1961): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand St. Bernard dans le Valais (Suisse). Soc. Géol France, livre à la mémoire du prof. P. Fallot.
- BELLIAIRE, J. (1958): Contribution à l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). Ann. Soc. Géol. Belg., 81.
- et STREEL, M. (1980): Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Haute Savoie). C.R. Acad. Sc. Paris, 290 (D).
- BLANC, P. (1976): Géologie du massif de l'Arpille. Thèse, Lausanne.
- BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J. et KRUMMENACHER, D. (1974): K-AR and Rb-Sr Dating of the Blue Amphibolites, Micas and Associated Minerals of the Western Alps. Contr. Min. Petr., 47.
- BRECHBÜHLER, Y. (1978): Etude géologique au flanc E du Val d'Entremont entre Bourg St.Pierre et Liddes. Trav. diplôme inédit, Neuchâtel.
- et CRISINEL, A. (1979): Pétrographie de la nappe du Grand St. Bernard dans la région de Bourg St. Pierre. Bull. Lab. Géol. Lausanne,
- BRODBECK, J.-F. (1979): Etude géologique et pétrographique de la région du Col du Grand St. Bernard. Trav. diplôme inédit, Lausanne.
- BURRI, M. et HEDIGER, R. (1979): Le front de la nappe du St. Bernard entre Bourg St.Pierre et la frontière italo-suisse. Bull. Lab. Géol. Lausanne, 242.
- BURRI, M. (1969): La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). Eclog. Geol. Helv., 62.
- (1974): Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais). Eclog. Geol. Helv., 67.
- (1975): Sur les structures de la zone Houillère externe dans les vallées des Drances (Valais). Eclog. Geol. Helv., 68.
- et GRUNER, E. (1976): Phénomènes d'instabilité dans les vallées des Drances (Valais). Eclog. Geol. Helv., 69.
- CABY, R. (1968): Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structures de la Zone du Grand St. Bernard dans la partie S du Val d'Aoste (Italie). Géologie Alpine, 44.
- (1974): Gneiss permo-carbonifères d'origine granitique et vol-

- canique dans la Zone Houillère et la Zone du Grand St. Bernard en Val d'Aoste (Italie). *Géologie Alpine*, 50.
- (1981): Le mésozoïque de la Zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies). Imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. *Géologie Alpine*, 57.
- CALAME, J.-J. (1954): Etude géologique de la région de Nendaz (Valais). Thèse, Genève.
- CRISINEL, A. (1977): Etude pétrographique de la région de Bourg St. Pierre. Trav. diplôme inédit, Lausanne.
- DAL PIAZ, G.V. et GOVI, M. (1965): Osservazioni geologiche sulla "Zona del Gran San Bernardo" nell'alta Valle d'Aoste. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 84.
- DAL PIAZ, G. V. (1974): Le métamorphisme de haute pression et de basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. *Schw. Min. Pet. Mitt.*, 54.
- DOSSEGER, R. und TRÜMPY, R. (1972): Zur Verwendung des Begriffes "Verrucano" (s. l.) in den schweizer Alpen. *Mitt. Ges. Geol. Wien*, 20.
- EGGENBERGER, D. (1978): Etudes minéralogiques au Val d'Entremont. Trav. diplôme inédit, Lausanne.
- ELLENBERGER, F. (1953): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. *Eclog. Geol. Helv.*, 45.
- (1958a): Etude géologique du Pays de Vanoise. Mém. carte géol. France.
 - (1958b): Le problème des gneiss du Sappey: nouvelles observations dans la région du Grand St. Bernard. *C.R. Soc. géol. France*.
 - (1963): La Vanoise: un géanticlinal métamorphique. *Soc. géol. France*, livre à la mémoire du prof. Fallot.
 - (1965): Le Permien du pays de Vanoise. *Atti symp. Verrucano*, Pisa.
- ELTER, G. (1960): La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aoste e le Unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Padova*, 22.
- FABRE, J. (1958): Contribution à l'étude de la Zone Houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. B.R.G.M.*
- FRAUTSCHI, J.-M. (1971): Schéma tectonique de la région du St. Bernard. Trav. diplôme inédit, Neuchâtel.
- FREY, M., HUNZIKER, J., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G.V., JÄGER, E. and NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism in the Alps. A Review. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 54.
- JÄGER, E. und NIGGLI, E. (1976): Gestein metamorphose im Bereich der Geotraverse Basel-Chiasso. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 56.
 - BUCH, K., FRANK, E. and MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso - a review. *Eclog. Geol. Helv.*, 73.
- FOUCAULT, A. et RAOULT, J.-F. (1980): Dictionnaire de Géologie. Masson, Paris
- GERLACH, A. (1871): Das südwestliche Wallis. *Beit. Geol. Karte Schw.*, 9.
- (1883): Die penninischen Alpen. *Beit. Geol. Karte Schw.*, 27.
- GRAESER, S. und NIGGLI, E. (1966): Zur Verbreitung der Phengite in der schweizer Alpen: ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. *Etages tectoniques*, colloque de Neuchâtel.

- 37
- HEDIGER, R. (1979): Géologie et pétrographie du Col du Grand St. Bernard. Trav. diplôme inédit, Lausanne.
- HOMEWOOD, P., GOSSO, G., ESCHER, A. and MILNES, Al (1980): Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (Western Alps). *Eclog. Geol. Helv.*, 73.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclog. Geol. Helv.*, 66.
- JONGMANS, W.J. (1960): Die Karbonflora der Schweiz. *Beit. Geol. Karte Schweiz, (NS)*, 108.
- KRUMMENACHER, D., BORDET, P. et LE FORT, P. (1965): Les massifs externes alpins et leurs séries métamorphiques. *Schw. Min. Pet. Mitt.* 45.
- LE FORT, P. (1973): Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). *Mém. Sc. de la Terre Nancy*, no 25.
- LAURENT, R. et CHESSEY, R. (1968): Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. *Eclog. Geol. Helv.*, 61.
- MARTHALER, M. (1981): Découverte de foraminifères planctoniques dans les "Schistes lustrés" de la Pointe de Tourtemagne (Valais). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 75.
- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J.-H. et MARTHALER, M. (1980): Compte-rendu de l'excursion de la Soc. Géol. Suisse du 1 au 3 oct. 1979: coupe Préalpes-Helvétiques - Pennique en Suisse occidentale. *Eclog. Geol. Helv.*, 73.
- MOIX, R. et STÄMPFLI, E. (1981): Recherches géologiques dans le massif du Pic d'Artsinol. *Bull. Murith. Sion*, 98.
- MULLER, J. (1964): Rapport sur l'étude scintillométrique de surface effectuée en Valais entre le Val de Bagnes et le Val d'Entremont. Inédit, Berne.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. und JÄGER, E. (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibole als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in Nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs. *Eclog. Geol. Helv.*, 49.
- und NIGGLI, C.R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in der schweizer Alpen. (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclog. Geol. Helv.*, 58.
- OULIANOFF, N. (1924): Le massif de l'Arpille et ses abords. *Mat. carte géol. Suisse, (NS)*. 54.
- (1963): Quelques particularités des lignes directrices tectoniques dans les tunnels du Grand St. Bernard et du Mt. Blanc. *Eclog. Geol. Helv.*, 56.
- et TRÜMPY, R. (1958): Feuille Grand St. Bernard et sa notice explicative. *Atlas Géol. Suisse 1:25'000*. Kümmely et Frey, Berne.
- OXBURGH, E.R. and TURCOTTE, D.L. (1974): Thermal Gradients and Regional Metamorphism in Overthrust Terrains with Special Reference to the Eastern Alps. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 54.
- PERSOZ, F. (1964): Rapport sur l'étude scintillométrique et géologique effectuée dans le Val d'Entremont, entre Bourg St.Pierre et la frontière italo-suisse. Inédit, Berne.
- VON RAUMER, J. (1976): Le massif du Mt. Blanc, socle prépermien dans un cadre alpin. *Soc. Fribourg. Sc. Nat.*, 65.

- DE SAUSSURE, H.-B. (1803): Voyage dans les Alpes. Neuchâtel
- SCHAER, J.-P. (1959): Les porphyres quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand St. Bernard, Valais, Suisse. Geol. Rundsch., 48.
- (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'Eventail de Bagnes. Arch. Sc. Genève, 12.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Bern und Zürich.
- SZEPESY SCHAUREK, A. (1949): Geologische Untersuchungen im Grand Combin Gebiet zwischen Dranse de Bagnes und Dranse d'Entremont. Tèse E.T.H. Zürich.
- THELIN, Ph. (1982): Les gneiss ocellés de la nappe du Grand St. Bernard. Thèse, Lausanne.
- TRÜMPY, R. (1966): Considérations générales sur le "Verrucano" des Alpes suisses. Att. Symp. Verrucano, Pisa.
- (1973): L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales: interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. Eclog. Geol. Helv., 66.
- VALENTINI, B. (1981): Etude géologique de la région de la Combe des Planards à la Croix de Tsousse. Trav. diplôme inédit, Lausanne.
- VALLET, J. M. (1950): Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Héréence (Valais). Schw. Min. Petr. Mitt., 30.
- WEGMANN, E. (1922): Zur Geologie der Bernharddecke im Val d'Herens (Wallis). Bull. Soc. Neuchâtel. Sc. Nat., 47.
- (1930): Über die Metamorphosen der Prasinite in der St. Bernhardsdecke im Wallis (Schweiz). Eclog. Geol. Helv., 23.
- WITWER, C. (1981): Etude géologique de la région Mont Rogneux-Grand Laget. Trav. diplôme inédit, Neuchâtel.